

Copyright ©

Es gilt deutsches Urheberrecht.

Das Werk bzw. der Inhalt darf zum eigenen Gebrauch kostenfrei heruntergeladen, konsumiert, gespeichert oder ausgedruckt, aber nicht im Internet bereitgestellt oder an Außenstehende weitergegeben werden ohne die schriftliche Einwilligung des Urheberrechtsinhabers. Es ist nicht gestattet, Kopien oder gedruckte Fassungen der freien Onlineversion zu veräußern.

German copyright law applies.

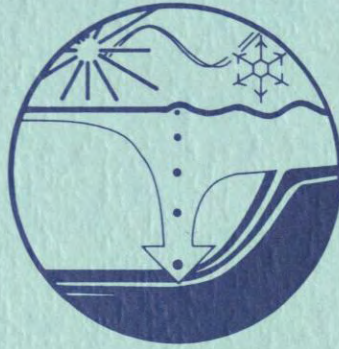
Copyright and Moral Rights for this thesis are retained by the author and/or other copyright owners. The work or content may be downloaded, consumed, stored or printed for your own use but it may not be distributed via the internet or passed on to external parties without the formal permission of the copyright holders. It is prohibited to take money for copies or printed versions of the free online version.

BERICHTE

aus dem

SONDERFORSCHUNGSBEREICH 313

"SEDIMENTATION IM EUROPÄISCHEN NORDMEER"



Nr. 7

Zur Sedimentation in borealen Meeren:
Sedimentverteilung am äußeren Kontinentalrand vor
Nord-Norwegen
(Pilotstudie Teil B)

MEISSNER, R. · SARNTHEIN, J. · THIEDE, J. · WALGER, E.

CHRISTIAN-ALBRECHTS-UNIVERSITÄT ZU KIEL · 1988

Abschlußbericht des Vorhabens

Th 200/ 2-1 (Kennwort SEDIMENTE NORWEGEN)

ZUR SEDIMENTATION IN BOREALEN MEEREN: SEDIMENTVERTEILUNGEN AM
ÄUßEREN KONTINENTALRAND VOR NORD-NORWEGEN
(Pilotstudie Teil B)

von

Prof. Dr. R. Meissner *
Prof. Dr. M. Sarnthein **
Prof. Dr. J. Thiede *** (federführend)
Prof. Dr. E. Walger **
Dr. F. Werner **

* Institut für Geophysik
** Geologisch-Paläontologisches Institut
und Museum

gemeinsame Anschrift:

Christian-Albrechts-Universität
Olshausenstraße 40
2300 Kiel 1

*** Neue Anschrift:

GEOMAR
Forschungszentrum für Marine Geowissenschaften
Wischhofstr. 1-3, Geb. 4
2300 Kiel 14

ZUR SEDIMENTATION IN BOREALEN MEEREN:

Sedimentverteilungen am äußeren Kontinentalrand vor Nordnorwegen (Pilotstudie Teil B)

Zusammengestellt aus Beiträgen von Antragstellern unter Mitarbeit von S. Chough (Seoul), F. W. Haake (Kiel), R. Henrich (Kiel), G. Liebezeit (Kiel, jetzt Hamburg), A. Mackensen (Kiel, jetzt Bremerhaven), M. Ramm (Kiel, jetzt Oslo), J. Rumohr (Kiel) und G. Wefer (Kiel, jetzt Bremen).

Zusammenfassung

Abkürzungen

1. Einleitung

1. 1. Ziele und Problemstellung der Pilotstudie
1. 2. Wissenschaftliche Expeditionen im Rahmen der Pilotstudie
 1. 2.1 Ausfahrt FS POSEIDON, Nr. 100 b (1983)
 1. 2.2 Ausfahrt PFVS POLARSTERN Arktis I/3 (1983)
 1. 2.3 Ausfahrt PFVS POLARSTERN Arktis II/4 und II/5 (1984)
1. 3. Zusammenarbeit mit norwegischen, dänischen und amerikanischen Forschungsinstitutionen

2. Morphologie und geologischer Aufbau des norwegischen Kontinentalrandes

2. 1. Geologische Strukturen des tieferen Untergrundes
 - 2.1.1. Einführung
 - 2.1.2. Vöring Hang
 - 2.1.2.1. Physiographie des Vöring Plateaus
 - 2.1.2.2. Lage der Profile
 - 2.1.2.3. Interpretation der Profile
 - 2.1.2.4. Diapirismus
 - 2.1.3. Vester Hang und Röst Hang
 - 2.1.3.1. Physiographie des Vester Hanges und des Röst Hanges
 - 2.1.3.2. Lage der Profile
 - 2.1.3.3. Interpretation der Profile
 - 2.1.4. Tromsø Hang
 - 2.1.4.1. Physiographie des Barentsseeausganges
 - 2.1.4.2. Lage der Profile
 - 2.1.4.3. Interpretation der Profile
2. 2. Oberflächennahe Sedimentverteilung, Morphologie
 - 2.2.1. Schelf
 - 2.2.2. Kontinentalhang, Vöring Plateau und angrenzende Tiefsee

3. Sedimentation aus dem Pelagial

- 3.1. Einleitung
- 3.2. Gesamtpartikelflüsse
- 3.3. Sedimentation lithogener Partikel
- 3.4. Karbonatsedimentation
- 3.5. Sedimentation organischer Substanzen
- 3.6. Beziehung zwischen Partikelsedimentation und biologischer Produktion in der Wassersäule

4. Oberflächensedimente

- 4.1. Einleitung
- 4.2. Methoden
- 4.3. Schelf
- 4.4. Hang und Tiefsee
- 4.5. Verbindungen zur Hydrographie
- 4.6. Zu den Verbreitungsmustern benthischer Foraminiferen an der Sedimentoberfläche

5. Kurze Sedimentabfolgen (Kastengreiferprofile)

- 5.1. Sedimentologische Untersuchungen
- 5.2. Grobkornanalyse und Untersuchungen zur Karbonatlösung
- 5.3. Organisch geochemische Untersuchungen (Aminosäuren)

6. Sedimentabfolgen in langen Sedimentkernen

- 6.1. Sedimentstrukturen
 - 6.1.1. Vorbemerkung
 - 6.1.2. Schelfsenken
 - 6.1.3. Kontinentalhang und Vöring Plateau
 - 6.1.4. Korngrößenverteilungen in Kernen auf dem Schelf
- 6.2. Stratigraphie und Sedimenteintrag auf dem Vöring Plateau im Spätpleistozän und Holozän
 - 6.2.1. CaCO_3 -Gehalte
 - 6.2.2. $\text{C}^{13}_{\text{org}}$ -Gehalte
 - 6.2.3. Verteilung planktischer Foraminiferen
 - 6.2.4. Verhältnisse leichter stabiler Isotope
- 6.3. Benthische Foraminiferen im Kern GIK 23199

7. Schlußfolgerungen und Perspektiven

- 7.1. Korrelation zu hydrographischen Daten
- 7.2. Paläo-Ozeanographie
- 7.3. Der neue SFB und seine Arbeitsgebiete
- 7.4. Innovative Fragestellungen und Methoden
- 7.5. Offene Probleme durch fehlende Fachgebiete

8. Dank

9. Literaturverzeichnis

ZUSAMMENFASSUNG

Im Rahmen einer Pilotstudie in Vorbereitung auf einen neuen meereskundlich-geowissenschaftlichen Sonderforschungsbereich an der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel wurden in den Jahren 1983 und 1984 im Europäischen Nordmeer, mit einem Schwerpunkt im Seegebiet vor Norwegen, biologische, chemische, physikalische, geophysikalische und geologische Untersuchungen durchgeführt. Dieser Bericht umfaßt die geowissenschaftlichen Teile der durchgeführten Expeditionen und der nachfolgenden, vorläufigen Auswertung.

Das vorläufige Konzept des neuen Sonderforschungsbereiches sah vor, Prozesse der Abbildung und der geologischen Dokumentation der Oberflächen- und Bodenwassermasseneigenschaften auf dem Meeresboden im Rahmen von interdisziplinären Untersuchungen zu erfassen, um die so gewonnenen Erkenntnisse dann zur Deutung der lang- und kurzfristigen Veränderlichkeit und der geologischen Geschichte dieser Wassermassen zu benutzen. Dazu mußten geeignete Untersuchungsgebiete gefunden werden, und es mußte nachgewiesen werden, daß der Partikelfluß durch die Wassersäule in geeigneter Weise erfaßt werden kann, daß es Gebiete kontinuierlicher und ungestörter Sedimentation und Sedimentabfolgen mit identifizierbaren, korrelierbaren Stratigraphien und für die erforderliche zeitliche Auflösung geeigneten Sedimentationsraten gibt.

Es wurde sehr schnell durch diese Voruntersuchungen klar, daß es Gebiete, die diese Bedingungen erfüllen, nicht auf den Schelfen gibt, die das Europäische Nordmeer umgeben und die durch eine sehr unruhige Morphologie wie auch eine fleckenhafte, unvollständige und schwer datierbare Sedimentabfolge gekennzeichnet sind. Die Ergebnisse der Pilotstudie haben aber ebenso gezeigt, daß es geeignete Gebiete für die vorgeschlagenen Untersuchungen entlang ausgewählter Teile der tieferen Kontinentalränder und in den benachbarten Tiefseebecken vor Norwegen gibt. Gebiete, die fast alle von uns definierten Voraussetzungen erfüllen, sind auf dem Vöring Plateau und in den angrenzenden Tiefseebecken gefunden worden. Erste Ergebnisse aus der Grönlandsee lassen erkennen, daß es auch dort solche geeignete Untersuchungsgebiete gibt.

Aus den oben genannten, begrenzenden Faktoren ergab sich dann, daß die geplanten Untersuchungen zwar auf das Europäische Nordmeer, dort jedoch vor allem auf den pelagischen Bereich konzentriert werden sollen. Der neue SFB (313), der am 1. Juli 1985 an der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel eingerichtet worden ist, heißt daher

SEDIMENTATION IM EUROPÄISCHEN NORDMEER:
ABBILDUNG UND GESCHICHTE DER OZEANISCHEN ZIRKULATION

ABKÜRZUNGEN

AWI	= Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung
CAU	= Christian-Albrechts-Universität zu Kiel
CTD	= Conductivity-Temperature-Density-Sonde
DFG	= Deutsche Forschungsgemeinschaft
DSDP	= Deep-Sea Drilling Projekt
DTH	= Danmark Tekniske Højskole
FS	= Forschungsschiff
GEOMAR	= Forschungszentrum für Marine Geowissenschaften an der CAU zu Kiel
GIK	= Geologisch-Paläontologisches Institut und Museum, CAU, Kiel Abkürzung für Probenbezeichnung
GKG	= Großkastengreifer
GMT	= Greenwich Mean Time
IAP	= Institut für angewandte Physik
IfM	= Institut für Meereskunde
IKU	= Institutt for Kontinentalsokkelundersøkelse Trondheim
IRM	= Ice Rafted Material
KG	= Korngröße
LSRs	= Linear Sedimentation Rates
MO	= Grenze Miozän/Oligozän
mO	= mittleres Oligozän
NSBW	= Norwegian Sea Bottom Water
PARFLUX	= Particle Flux (Project Acronym)
PFVS	= Polares Forschungs- und Versorgungsschiff
PL	= Paläogene Lavaergüsse
PM	= Grenze Pliozän - Pleistozän/Miozän
SFB	= Sonderforschungsbereich
SL	= Schwerelot
sm	= Seemeilen
VH Profil	= Vöring Hang
VPE	= Vöring Plateau Escarpment
WHOI	= Woods Hole Oceanographic Institution - Woods Hole

1. EINLEITUNG

Das Europäische Nordmeer ist von einzigartiger Bedeutung für das Klima der nördlichen Hemisphäre, da es den Zustrom relativ warmen nordatlantischen Wassers in Gebiete hoher Breitengrade zuläßt (Abb.1): im Europäischen Nordmeer werden diese Wassermassen als Norwegenstrom bezeichnet. Dieser Strom folgt den Kontinentalrändern vor England und vor Skandinavien (Abb.1a), und kann dort in seinen Auswirkungen auf den Meeresboden in Sedimentabfolgen pelagischer und hemipelagischer Sedimente verfolgt werden (Abb.1b). Die regionale Verteilung dieses Sedimenteintrags in der jüngsten geologischen Vergangenheit (Abb.2) ist jedoch nur wenig untersucht worden (Thiede et al., 1986). Durch die Arbeiten im Rahmen des hier abzuschließenden Projektes sollten im Bereich des Europäischen Nordmeeres geeignete Gebiete gefunden werden, in denen die Sedimentbildung und -ablagerung in und unter der ozeanischen Wassersäule des Norwegenstromes untersucht werden können, und in denen auch ungestörte Sedimentabfolgen mit hoher stratigraphischer Auflösung beprobt werden können, um seine Geschichte und seine Veränderlichkeit in geologischer Zeit zu erfassen. Gleichzeitig wollte man sich eine Übersicht über die Ablagerungsverhältnisse mehrerer Gebiete im gesamten Europäischen Nordmeer verschaffen, um auch Bereiche unter dem Kaltwasser- ausstrom (Ostgrönlandstrom) aus dem Nordpolarmeer zu erfassen. Die genannten Untersuchungen sollten u.a. Grundlagen zur Formulierung eines Antrages auf Einrichtung eines neuen meereskundlich-marin-geowissenschaftlichen Sonderforschungsbereiches an der Kieler Universität schaffen. Dieser SFB (Nr.313) ist nach erfolgreicher Begutachtung des Antrages inzwischen mit dem Titel SEDIMENTATION IM EUROPÄISCHEN NORDMEER (Thiede, Gerlach & Wefer, 1985) eingerichtet worden, und hat am 1. Juli 1985 seine Tätigkeit aufgenommen (über die Aktivitäten des SFB's ist an anderer Stelle zu berichten). Die vom SFB 313 zunächst vorgesehenen Arbeitsgebiete sind während der Ausfahrten, die im Rahmen der Pilotstudie durchgeführt worden sind, ausgewählt worden (Abb.3).

1.1. Ziele und Problemstellung der Pilotstudie

Die Arbeiten im Rahmen des von uns als Pilotstudie (Kennwort "Sedimente Norwegen") verstandenen Projektes sollten eine Reihe von Voraussetzungen für die geplanten Untersuchungen schaffen:

1. Es sollten Gebiete kontinuierlicher pelagischer und hemipelagischer Sedimentation gefunden werden;
2. Diese Gebiete sollten Ablagerungen mit möglichst hohen Anteilen biogener (planktonischer) Sedimentkomponenten umfassen und nach Möglichkeit eine hohe stratigraphische Auflösung des Sedimentationsgeschehens erlauben;
3. Diese Gebiete sollten Sedimentationsbereiche unter verschiedenen Wassermassen erfassen, um die Größe und die Variabilität der sich im pelagischen Sedimentationsgeschehen abbildenden Gradienten zu erfassen;
4. Es sollte durch ausgewählte und beispielhafte Voruntersuchungen wahrscheinlich gemacht werden, daß wir die geplanten Untersuchungen durchführen und Erfolge für einen Teil der wichtigsten Ergebnisse auch erwarten können.

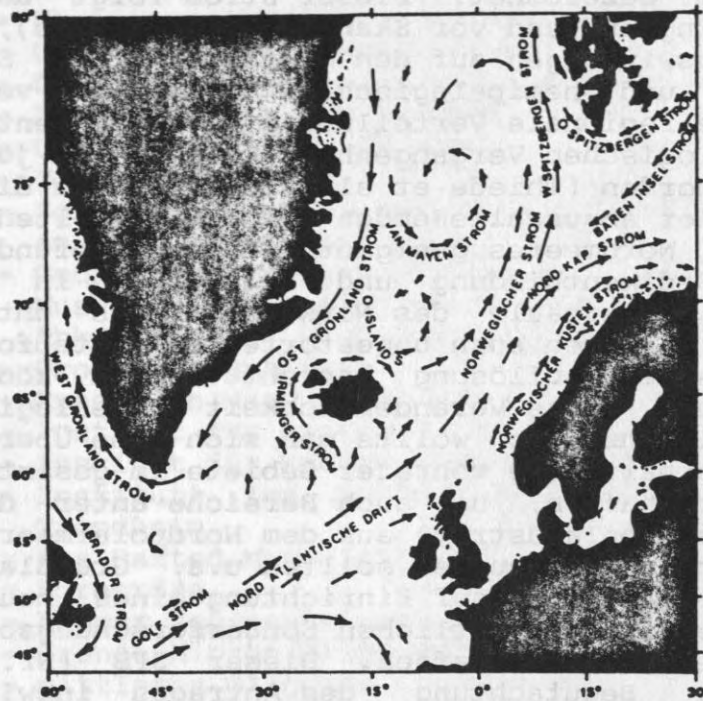


Abb. 1a: Zirkulation der Oberflächenwassermassen im Europäischen Nordmeer und im angrenzenden Nordatlantik. Der Norwegenstrom ist allerdings eine Oberflächenwassermasse, die eine kompliziert aufgebaute Wassersäule überlagert (cf. Abb. 1b).

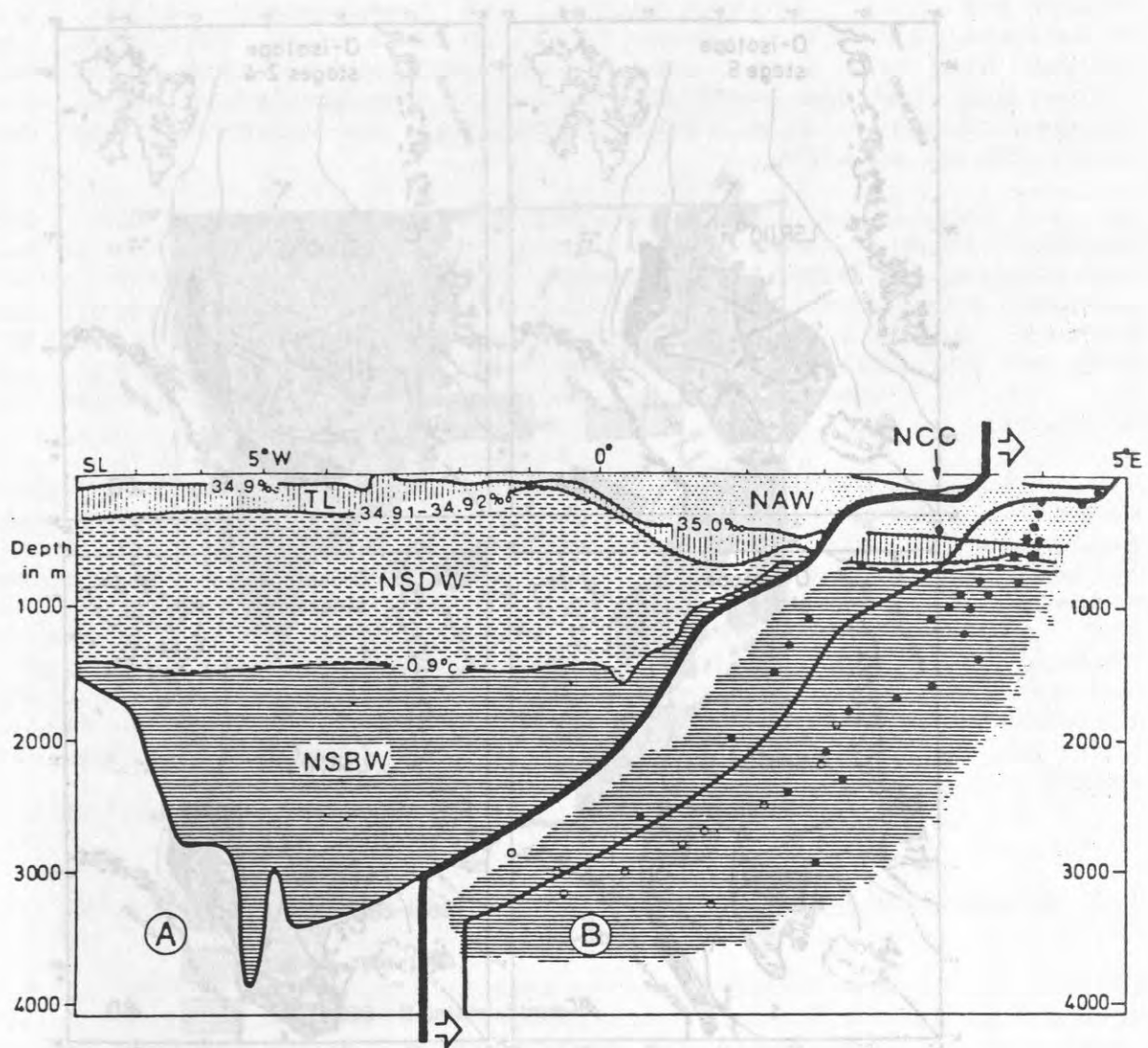


Abb. 1b: Profil A: Wassermassen am südlichen norwegischen Kontinentalrand (Profil D), zusammengezeichnet nach Daten von Mosby (1959, 1972). Das homohaline und homothermale NSBW bedeckt den Hang schon unter 800 m Wassertiefe. NCC = Norwegian Coastal Current, NAW = North Atlantic Water, TL = Transition Layer, NSDW = Norwegian Sea Deep Water, NSBW = Norwegian Sea Bottom Water. Profil B: Wassermassen am südlichen norwegischen Kontinentalrand (Profil D) zur Zeit der Probennahme für diese Untersuchung. Aus Mackensen, 1985.

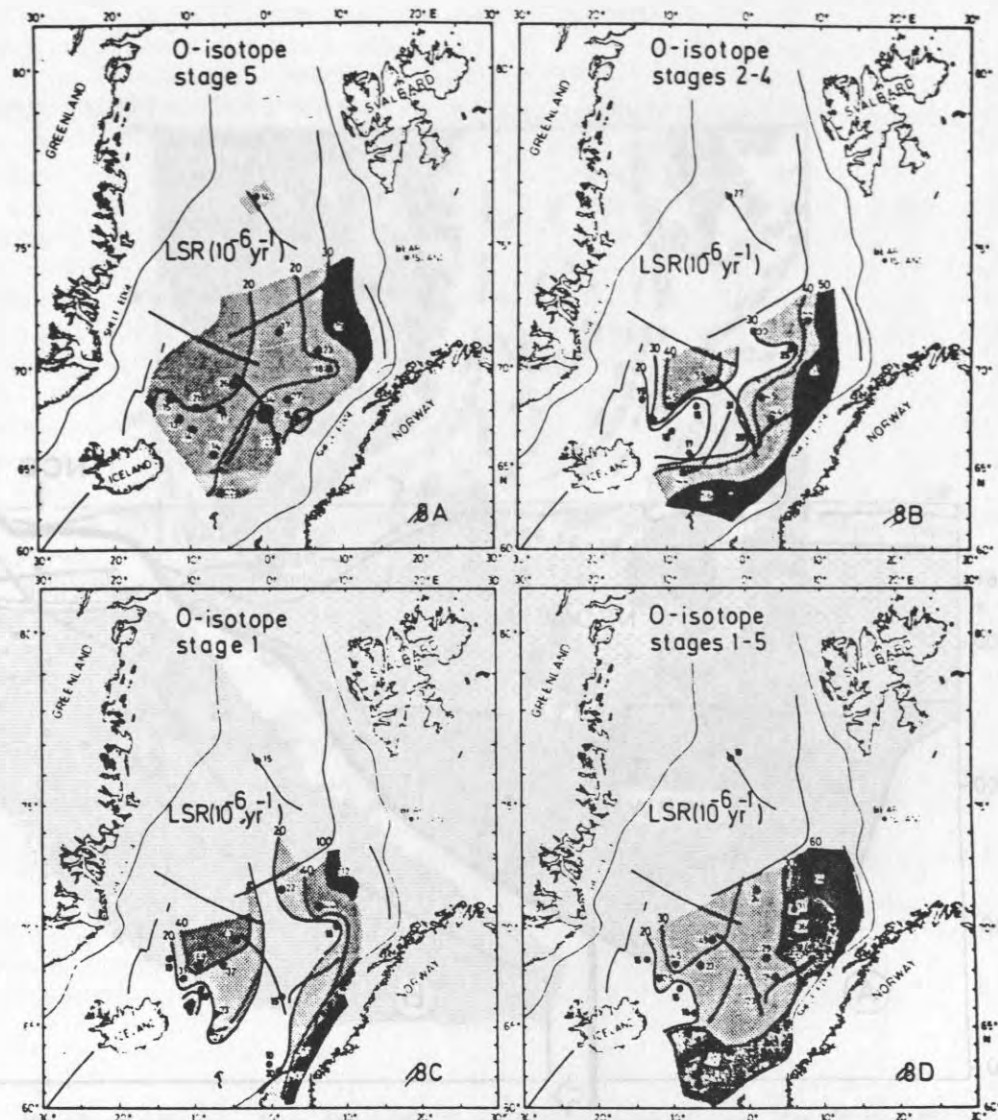


Abb. 2: Sedimentationsraten der Gesamtsedimente (LSRs, in $\text{m } 10^{-6} \text{ yr}^{-1}$) in spätquartären Ablagerungen aus dem Europäischen Nordmeer. Die Sedimente scheinen überwiegend von den benachbarten Kontinenten zugeführt zu werden, unabhängig davon, ob es sich um eine Eiszeit oder eine Zwischeneiszeit handelt. Aus Thiede et al., 1986.

Die hier beschriebenen Untersuchungen und Ergebnisse umfassen daher Bereiche der durchgeführten Arbeiten auf einer Reihe von Forschungsschiffen (s. Kap. 1.2.1.) und wenige, ausgewählte Ergebnisse von Untersuchungen des gewonnenen Daten- und Probenmaterials, von denen nur ein Teil in der vorliegenden Arbeit im Rahmen des nun laufenden Forschungsprogrammes dargestellt werden muß, und die ausschließlich darauf ausgerichtet waren, die Voraussetzungen für die Durchführung der Untersuchungen des neuen SFB zu schaffen.

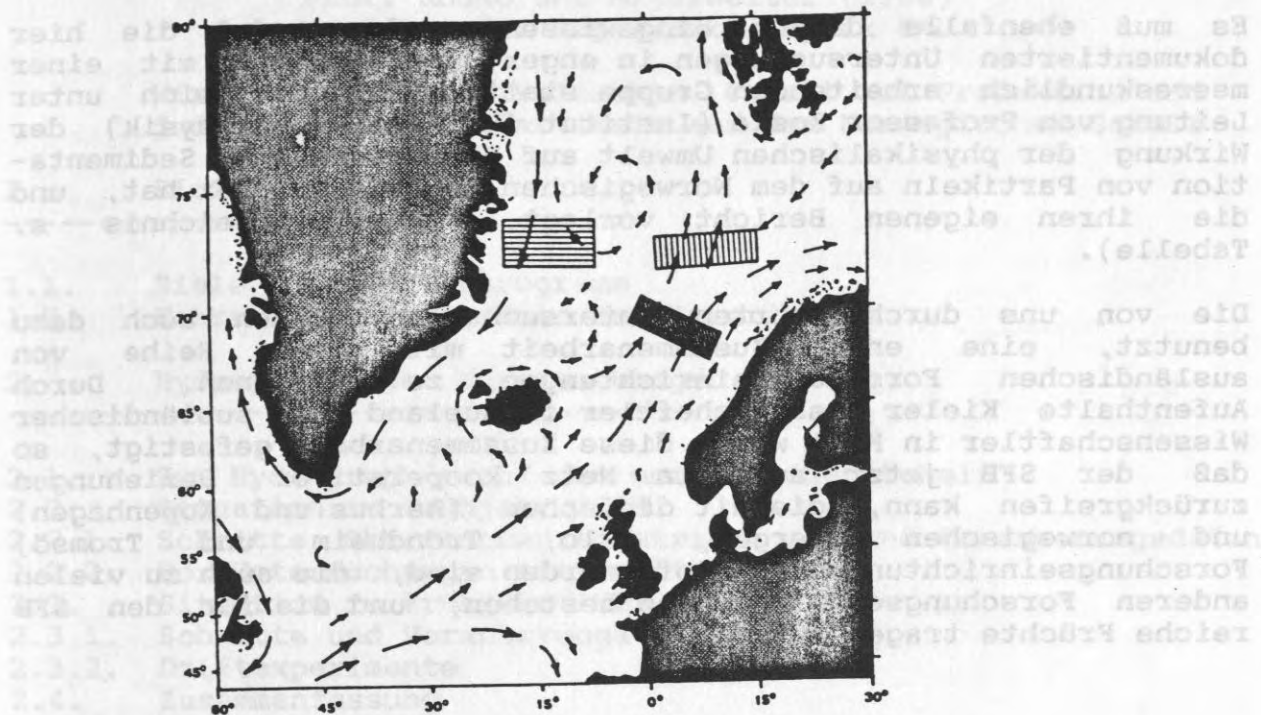


Abb. 3: Lage der für die Arbeiten des neuen SFB's ausgewählten Arbeitsgebiete

1.2.1. Wissenschaftliche Expeditionen

1. Prior. 1985-1989

2. Prior. 1985-1989

1989-1995 Grönland-Strom

Norwegen-Strom

1.2.1.1. Ausfahrt FS "POSIDON", 1983 (1983-1984)

Eine Fahrt mit FS "POSIDON" vom 7.-20.5.1983 (Abb. 4) hatte das Ziel, den schiffbezogenen Fragestellungen der Pilotstudie nachzugehen (s. a. Warner, 1983). Dazu gehörten folgende Programmpunkte:

Die hier beschriebenen Untersuchungen und Ergebnisse umfassen daher Berichte der durchgeführten Ausfahrten auf einer Reihe von Forschungsschiffen (s. Kap. 1.2.), und wenige, ausgewählte Ergebnisse von Untersuchungen des gewonnenen Daten- und Probenmaterials, von denen vielfach noch eine Vertiefung im Rahmen des nun laufenden Sonderforschungsbereiches erwartet werden muß, und die ausschließlich darauf ausgerichtet waren, die Voraussetzungen für die Durchführbarkeit der Untersuchungen des neuen SFB zu schaffen.

Es muß ebenfalls darauf hingewiesen werden, daß die hier dokumentierten Untersuchungen in enger Zusammenarbeit mit einer meereskundlich arbeitenden Gruppe stattfanden, die sich unter Leitung von Professor Koske (Institut für Angewandte Physik) der Wirkung der physikalischen Umwelt auf Produktion und Sedimentation von Partikeln auf dem Norwegischen Schelf gewidmet hat, und die ihren eigenen Bericht vorlegt (Inhaltsverzeichnis s. Tabelle).

Die von uns durchgeführten Untersuchungen wurden auch dazu benutzt, eine enge Zusammenarbeit mit einer Reihe von ausländischen Forschungseinrichtungen zu beginnen. Durch Aufenthalte Kieler Wissenschaftler im Ausland und ausländischer Wissenschaftler in Kiel wurde diese Zusammenarbeit gefestigt, so daß der SFB jetzt auf ein Netz kooperativer Beziehungen zurückgreifen kann, die mit dänischen (Aarhus und Kopenhagen) und norwegischen (Bergen, Oslo, Trondheim und Tromsø) Forschungseinrichtungen geknüpft worden sind, die auch zu vielen anderen Forschungseinrichtungen bestehen, und die für den SFB reiche Früchte tragen werden.

1.2. Wissenschaftliche Expeditionen im Rahmen der Pilotstudie

Wissenschaftliche Ausfahrten im Rahmen dieses Projektes wurden sowohl im Jahre 1983 wie auch im Jahre 1984 durchgeführt, und zwar mit FS "LITTORINA" und FS "POSEIDON" (beide von der Kieler Universität) im Jahre 1983 (Wittstock, 1983, Werner, 1983), mit PFVS "POLARSTERN" (vom Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung in Bremerhaven) 1983 (Augstein et al., 1984a) und 1984 (Augstein et al., 1984b). Die Gebiete die schwerpunktmäßig aufgesucht wurden, und die später auch als die zukünftigen Arbeitsgebiete des neuen SFB Nr. 313 ausgewählt wurden, sind in Abb. 3 dargestellt. In diesem Abschlußbericht wird nur über einen Teil der "POSEIDON"- und die beiden "POLARSTERN"-Ausfahrten berichtet, da die Arbeiten auf der "LITTORINA" und auf dem ersten Fahrtabschnitt der "POSEIDON" im Abschlußbericht von Prof. Koske abgehandelt werden (s. Tab. 1).

1.2.1. Ausfahrt FS "POSEIDON", 100b (1983)

Eine Fahrt mit FS "POSEIDON" vom 7.-20.5.1983 (Abb. 4) hatte das Ziel, den schelfbezogenen Fragestellungen der Pilotstudie nachzugehen (s.a. Werner, 1983). Dazu gehörten folgende Programmpunkte:

Tabelle 1

(Pilotstudie Teil A)

ARBEITSBERICHT

Prof. Koske und Mitarbeiter (1986)
Institut für Angewandte Physik CAU

Wirkung der physikalischen Umwelt auf Produktion und
Sedimentation von Partikeln auf dem Norwegischen Schelf

1. Einleitung

- 1.1. Ziele und Arbeitsprogramm
- 1.2. Fahrtablauf, Stationen und Experimente

2. Hydrographische Untersuchungen

- 2.1. Zur Hydrographie auf dem norwegischen Schelf
- 2.2. Situation im Frühjahr 1983
 - 2.2.1. Schnitte, Oberflächenregistrierungen und Verankerungsdaten
 - 2.2.2. Box-Untersuchungen mit Driftern
- 2.3. Situation im Frühjahr 1983
 - 2.3.1. Schnitte und Verankerungsdaten
 - 2.3.2. Driftexperimente
- 2.4. Zusammenfassung

3. Planktologische Untersuchungen

- 3.1. Meßmethoden und gemessene Parameter
- 3.2. Ergebnisse der Untersuchungen auf dem nordnorwegischen Schelf
 - 3.2.1. Frühjahrssituation
 - 3.2.1.1. Ergebnisse der Untersuchungen auf den Schnitten
 - 3.2.1.2. Ergebnisse der Untersuchungen in den Boxgebieten
 - 3.2.2. Die Sommersituation auf dem nordnorwegischen Schelf
 - 3.2.2.1. Großräumige Verteilung der Meßparameter auf dem Schelf
 - 3.2.2.2. Biomassen, Produktion und Sedimentation über dem Vesterdjupet
- 3.3. Die Gewässer westlich Irlands
 - 3.3.1. Ergebnisse des Schnittes auf 50°N
 - 3.3.2. Die Wassersäulen in den Untersuchungsgebieten I, II u. III
 - 3.3.3. Die Sedimentation in den Gebieten I-III im Vergleich zu den Bedingungen in den Wasserkörpern
- 3.4. Diskussion der Ergebnisse

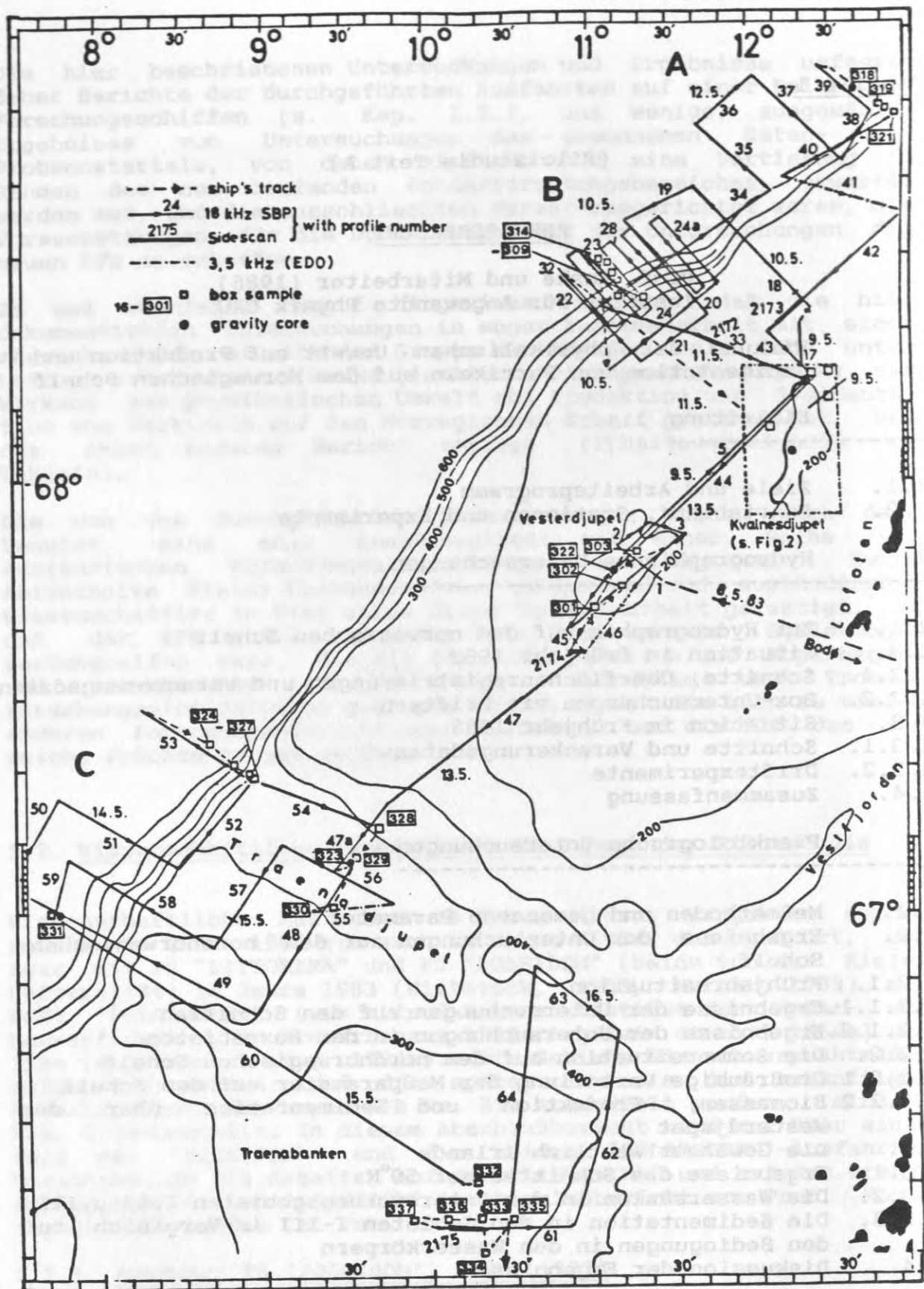


Abb 4: Untersuchungsgebiet mit Fahrtroute und Probenlokalisationen der Ausfahrt Nr. 100 b der FS POSEIDON (aus Werner, 1983)

1. Untersuchung der Sedimentfüllung einzelner topographischer Depressionen auf dem äußeren Schelf im Gebiet der südlichen Lofoten bis zur Traenabank (ca. 66° bis 69° n. Br.).
2. Untersuchung der Sedimentbedeckung am oberen Kontinentalhang, insbesondere der Mächtigkeit und Korngrößenverteilung der holozänen Sedimente.
3. Beispiele von Verteilungsmustern der Oberflächensedimente und von Strömungsmarken auf dem Schelf mit Hilfe eines hochauflösenden Side Scan Sonars.

Für den Programmpunkt 1. wurden das Kvalnesdjupet und das Vesterdjupet mit dem bordseitig eingebauten 18 KHz-Sedimentecholot vermessen (Abb. 4).

Im Gebiet der räumlich sehr ausgedehnten Senke des Traenadjupet, das den ganzen Schelf vom Schelfrand bis zur Küste zerteilt, wurden im Rahmen der geringen verfügbaren Zeit einige Kurse im besonders interessierenden äußeren Bereich gefahren, um wenigstens einige erste Informationen über die vorliegenden Mächtigkeiten der jungen Sedimentfüllungen dieser Senke zu erhalten.

Anschließend wurden von diesen Tiefs jeweils Sedimentkerne (Schwerelot) und pro Station mindestens 2 Kastengreiferproben von der vorhandenen jungen, im Sedimentechogramm erkennbaren Sedimentfüllung entnommen. Eine weitere Anzahl von Kastengreiferproben, jedoch wegen der geringen Sedimentmächtigkeit keine Kerne, wurden im Gebiet der Traenabanken (Abb. 4) entnommen. Diese Positionen lagen in der Nähe einer Bohrplattform der Statoil und wurden nach Vorschlag der beiden an Bord befindlichen norwegischen Wissenschaftler ausgewählt, die dabei spezielle angewandte Fragestellungen im Auge hatten. Für unser Programm hat sich damit die Gelegenheit ergeben, als Gegenbeispiel zu dem morphologisch durch das Vorhandensein der Lofoten-gruppe verengten Schelf nördlich des Traenadjupet einen Bereich des weiteren Schelfs untersuchen zu können, der gleichwohl durch ein unruhiges, von Eisberg-Pflugmarken herrührendes Kleinrelief charakterisiert ist.

Der obere Kontinentalhang (Programmpunkt 2) wurde auf drei nach morphologischen Daten, hauptsächlich des Instituts für Kontinentalschelfuntersuchungen (IKU/Trondheim), ausgewählten Querprofilen ebenfalls mit Sedimentecholot, Kernen und Kastengreiferproben untersucht. Entsprechend der Länge des Tiefseedrahtes der "POSEIDON" und der Reichweite der 18-KHz-Lotanlage lag die Tiefengrenze dieser Profile wenig unterhalb von 1000 m Wassertiefe.

Die Durchführung des Programmpunktes 3 erfolgte mit einem, am Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Kiel vorhandenen Seitensichtsonar (Firma KLEIN, USA), das mit der im Vergleich zu den üblichen Geräten dieser Art hohen Frequenz (500 kHz) arbeitet. Dies erlaubt eine besonders enge Bündelung des Schallsignals in horizontaler Richtung und damit eine hohe Auflösung. Das mit einem Mehrleiterkabel geschleppte Gerät

erlaubt einen Einsatz bis ca. 300 m Wassertiefe. Auf der Fahrt wurden Gebiete bis max. 250 m Wassertiefe ausgewählt. Es konnten dabei Vorinformationen des IKU/Trondheim verwendet werden. Im Rahmen der verfügbaren Zeit konnte es sich nur um quasi-punktuellen "Stichproben" handeln. Dies steht jedoch mit dem Konzept des angestrebten Projekts im Einklang, nach dem nicht regionale Aufnahme, sondern das Studium von Prozessen an typischen regionalen Beispielen im Vordergrund steht.

Die geographische Lage der insgesamt drei Einsätze mit dem 500 kHz Seitensichtsonar geht aus Abb. 4 hervor. Die Grunddaten des auf der Fahrt gewonnenen Materials sind in Werner (1983) wiedergegeben.

1.2.2. Ausfahrt PFVS "POLARSTERN" ARKTIS I/3 (1983)

Der 3. Fahrtabschnitt der Expedition ARKTIS I der "POLARSTERN" (Abb. 5) war hauptsächlich marin-geowissenschaftlichen Untersuchungen zu dem Thema "Sedimentation in borealen Meeren" gewidmet.

Sedimentationsprozesse und Sedimentverteilungen der subpolaren und polaren Meere sind bisher nur lückenhaft bekannt. Dieses trifft in besonderem Maße auf das Europäische Nordmeer (Norwegische See, Grönland-See) und die es umgebenden Kontinentalränder zu. Daher sollen Bildung, Zufuhr, Bewahrung und Transport von biogenen und terrigenen Sedimentpartikeln in Teilgebieten des Europäischen Nordmeeres im Rahmen eines langfristigen interdisziplinären Forschungsprogrammes untersucht werden. Von besonderem Interesse waren das westliche Grönland-Becken unter dem zumindest zeitweise eisbedeckten Ostgrönlandstrom und die Seegebiete vor Nordnorwegen. Die Untersuchungen, die in diesem Jahr von der "POLARSTERN" aus durchgeführt wurden (Augstein et al., 1984a), stehen in engem Zusammenhang mit Ausfahrten des F.S. "POSEIDON" und des F.S. "LITTORINA" der Universität Kiel, die sich auf die flachen Schelfgebiete westlich und südwestlich der Lofoten richteten (s.o.).

Die angestrebten Untersuchungen erforderten die Beteiligung verschiedener Disziplinen, um das Beprobungsprogramm durchführen und erste Auswertungen an Bord vornehmen zu können. Die 29 Teilnehmer des 3. Fahrtabschnittes gehörten zu 10 wissenschaftlichen Institutionen. Sie vertraten die Geophysik und Geologie, Morphologie, Mikropaläontologie, Sedimentologie sowie die physikalische und chemische Ozeanographie und überdeckten mithin ein weitgespanntes Arbeitsspektrum.

Die Daten und Proben sollten einen ersten Überblick über Sedimentverteilungen und Prozesse, die sie steuern, im Europäischen Nordmeer, insbesondere entlang der östlichen Kontinentalränder geben. Besondere Aufmerksamkeit wurde Gebieten mit möglichst kontinuierlicher und rascher Sedimentation gewidmet. Verankerungssysteme mit Sinkstoffallen wurden im Grönland- und Lofoten-Becken ausgelegt (in enger Zusammenarbeit

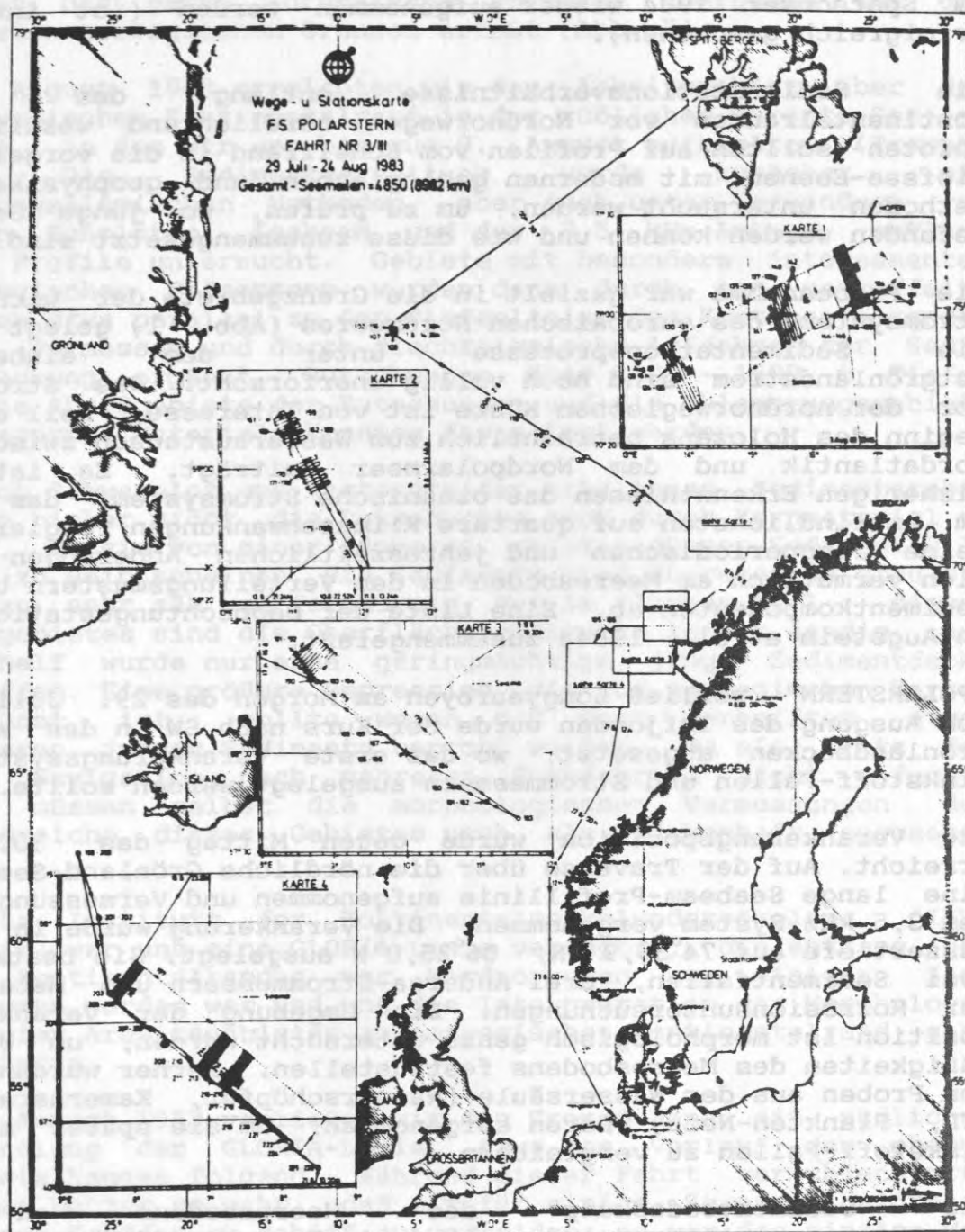


Abb.5: Wegekarte und Stationen des 3. Fahrtabschnittes der Expedition ARKTIS I des PFVS POLARSTERN im Jahre 1983 (aus Augstein et al., 1984a).

mit dem PARFLUX-Projekt des WHOI), um die jahreszeitlichen Schwankungen der Masse und Zusammensetzung partikulärer Suspensate festzustellen. Die Geräte sollen erst nach einem Jahr im Spätsommer 1984 wieder aufgenommen werden (ist inzwischen erfolgreich geschehen).

Die Sedimentationsverhältnisse entlang des äußeren Kontinentalrandes vor Nordnorwegen -nördlich und westlich der Lofoten- sollten auf Profilen vom Schelfrand in die vorgelagerten Tiefsee-Ebenen mit modernen geologischen und geophysikalischen Methoden untersucht werden, um zu prüfen, wo junge Sedimente gefunden werden können und wie diese zusammengesetzt sind.

Die Probennahme war gezielt in die Grenzgebiete der wichtigsten Stromsysteme des europäischen Nordmeeres (Abb. 1) gelegt worden. Die Sedimentationsprozesse unter dem eisbedeckten Ostgrönlandstrom sind noch völlig unerforscht. Das Stromsystem vor der nordnorwegischen Küste ist von Interesse, weil es seit Beginn des Holozäns beträchtlich zum Wasseraustausch zwischen dem Nordatlantik und dem Nordpolarmeer beiträgt. Es ist nach bisherigen Erkenntnissen das ozeanische Stromsystem, das global am empfindlichsten auf quartäre Klimaschwankungen reagiert hat. Seine langperiodischen und jahreszeitlichen Änderungen bilden sich vermutlich am Meeresboden in den Verteilungsmustern biogener Sedimentkomponenten ab. Eine Liste der Beobachtungsstationen ist in Augstein et al., 1984a zusammengefaßt.

"POLARSTERN" verließ Longyearbyen am Morgen des 29. Juli 1983. Vom Ausgang des Isfjorden wurde der Kurs nach SW in das zentrale Grönlandbecken abgesetzt, wo das erste Verankerungssystem mit Sinkstoff-Fallen und Strommessern ausgelegt werden sollte.

Die Verankerungsposition wurde gegen Mittag des 30. Juli erreicht. Auf der Traverse über die nördliche Grönland-See wurden eine lange Seabeam-Profillinie aufgenommen und Vermessungen mit dem 3,5 kHz-System vorgenommen. Die Verankerung wurde in 3417 m Wassertiefe auf 74°33,9' N, 06°25,0'W ausgelegt. Sie bestand aus zwei Sedimentfallen, drei Anderaa-Strommessern und Materialien für Korrosionsuntersuchungen. Die Umgebung der Verankerungsposition ist morphologisch genau untersucht worden, um Unregelmäßigkeiten des Meeresbodens festzustellen. Ferner wurden anhand von Proben aus der Wassersäule (Wasserschöpfer, Kamerastationen, CTD, Plankton-Netz) Daten aufgenommen, um sie später mit den Sinkstoff-Fallen zu vergleichen.

Die Sedimentbedeckung des Meeresbodens an der Verankerungsposition wurde mit drei Kastengreifern und einer Schwerelotprobe erschlossen. Sie besteht an der Oberfläche aus feinkörnigem grauem siltig-tonigem Material. Nach Abschluß der Arbeiten am 1. August verließ die "POLARSTERN" das zentrale Grönlandbecken mit Kurs auf das nördliche Arbeitsgebiet des norwegischen Kontinentalrandes.

Entlang der Traverse durch die Grönland-See und die Norwegische See wurde die Grenze zwischen den polaren Wassermassen des westlichen und den temperierten Wassermassen des östlichen Europäischen Nordmeeres mit Hilfe von CTD-Stationen erfaßt. Ferner wurden die Lotanlangen, insbesondere das SEABEAM- und das

3,5 kHz-Lot eingesetzt, um die Morphologie des Mittelozeanischen Rückens und die Verteilung der obersten Sedimentschichten zu sondieren. Dieser Versuch ergab eine vollständige Profillinie, die fast das ganze Europäische Nordmeer überquert und die wichtigsten geologischen Grenzen erfaßt (Abb. 5).

Am 3. August 1983 erreichten wir das Arbeitsgebiet über dem nordnorwegischen Kontinentalrand in der südlichen Barents-See (s. Abb. 6), in dem wir uns bis zum 8. August aufhielten (Tromsö-Hang). Die Sedimentverteilung wurde zunächst mit reflexionsseismischen Methoden, aber auch unter Verwendung von normalen Echoloten, Seabeam und der 3,5 kHz-Anlage, entlang zweier Profile untersucht. Gebiete mit besonders interessanten morphologischen Phänomenen wurden dann durch eng gestaffelte Lotlinien etwa parallel zu den Tiefenlinien des Kontinentalrandes genauer vermessen und durch flachseismische Aufnahmen der Sedimentbedeckung ergänzt. Rutschungen über 1000 - 1500 m Tiefe, sowie die Abrißgebiete der Rutschungen und die Ablagerungsgebiete des umlagerten Materials konnten festgelegt werden.

Die durch Schwerelot und Kastengreifer erhaltenen Sedimentproben erlauben bisher nicht, die Rutschungen auch durch Kernmaterial zu belegen, da sie von einer jüngeren, relativ dünnen Sedimenthülle bedeckt zu sein scheinen. Die Sedimente sind überwiegend grau bis braungrau, sehr zäh und feinkörnig. Nur im flachen Teil dieses Arbeitsgebietes sind die Oberflächensedimente leicht sandig. Auf dem Schelf wurde nur eine geringmächtige junge Sedimentdecke angetroffen. Eine größere Depression, die auf norwegischen Karten verzeichnet ist, sollte wegen der dort erhofften etwas mächtigeren jungen Sedimente beprobt werden. Da sie trotz der genauen Navigation nach mehreren Suchfahrten nicht gefunden wurde, müssen selbst die morphologischen Vermessungen der Schelfbereiche dieses Gebietes noch als lückenhaft angesehen werden.

Über das Institut for Kontinentalsokkelundersökelse (IKU, Trondheim) war uns eine GLORIA-Linie verfügbar, die entlang des oberen Kontinentalrandes vor Nordnorwegen vor einiger Zeit aufgenommen worden war und uns die Interpretation der Morphologie in den vier Arbeitsgebieten am norwegischen Kontinentalrand sehr erleichterte.

Am 8. August 1983 verließen wir den Tromsö-Hang mit südlichem Kurs entlang der GLORIA-Linie, etwa dem Verlauf des oberen Kontinentalhanges folgend. Während dieser Fahrt verschlechterte sich das Wetter so sehr, daß wir für einige Stunden beidrehen mußten, um Schäden am Schiff zu vermeiden; es war das einzige Mal während dieses Fahrtabschnittes, daß Wetterverhältnisse den Fortgang der Arbeiten ernsthaft behinderten.

Im Arbeitsgebiet vor der Insel Röst am Kontinentalhang der Lofoten (s. Abb. 6) wurden, wie in der südlichen Barents-See, zunächst mit flachseismischen Methoden und Loten eine Übersicht über die wichtigsten Züge der Morphologie und der Sedimentverteilung gewonnen. Die Probennahme in den tieferen Teilen dieses Gebietes gestaltete sich schwierig, da unter einer feinkörnigen, sehr dünnen, vermutlich holozänen Sedimentdecke mächtige feste und gleichkörnige Sande lagen.

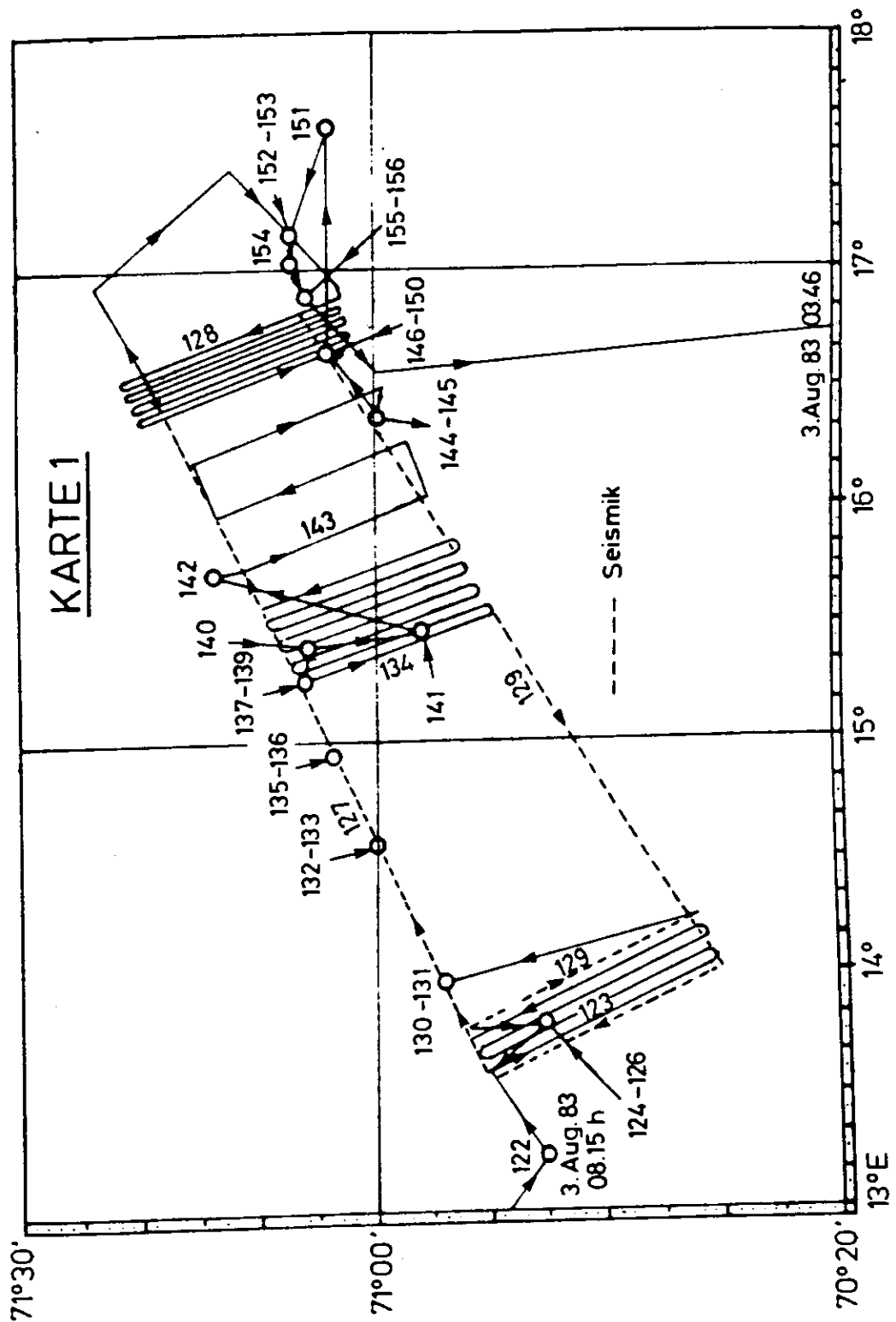


Abb. 6a: Detaillierte Stationskarte der Arbeiten am Tromsø Hang.
Zahlen = Stationsnummern.

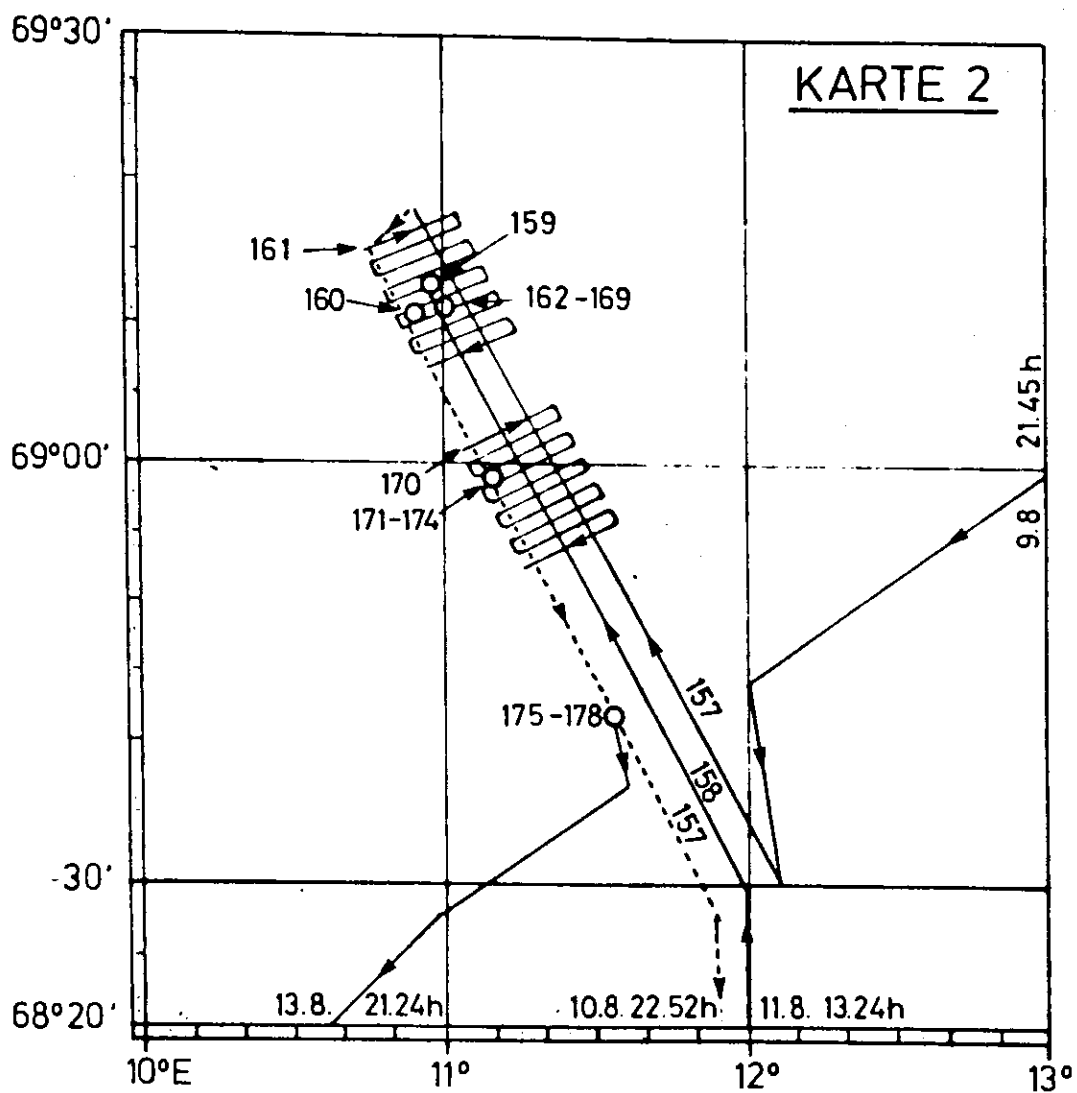


Abb. 6b: Detaillierte Stationskarte der Arbeiten am Röst Hang.
Zahlen = Stationsnummern.

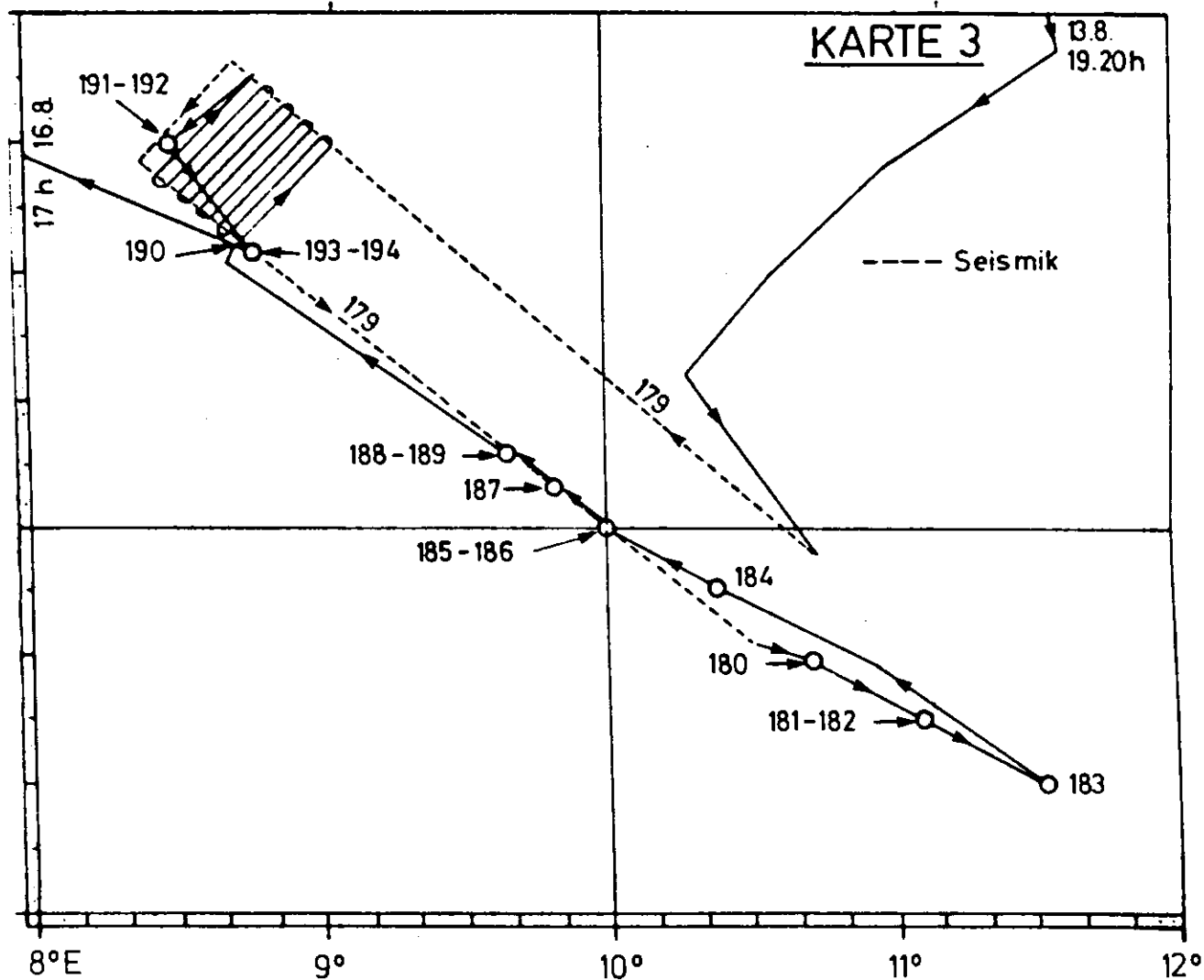


Abb. 6c: Detaillierte Stationskarte der Arbeiten am Vesterhang.
Zahlen = Stationsnummern.

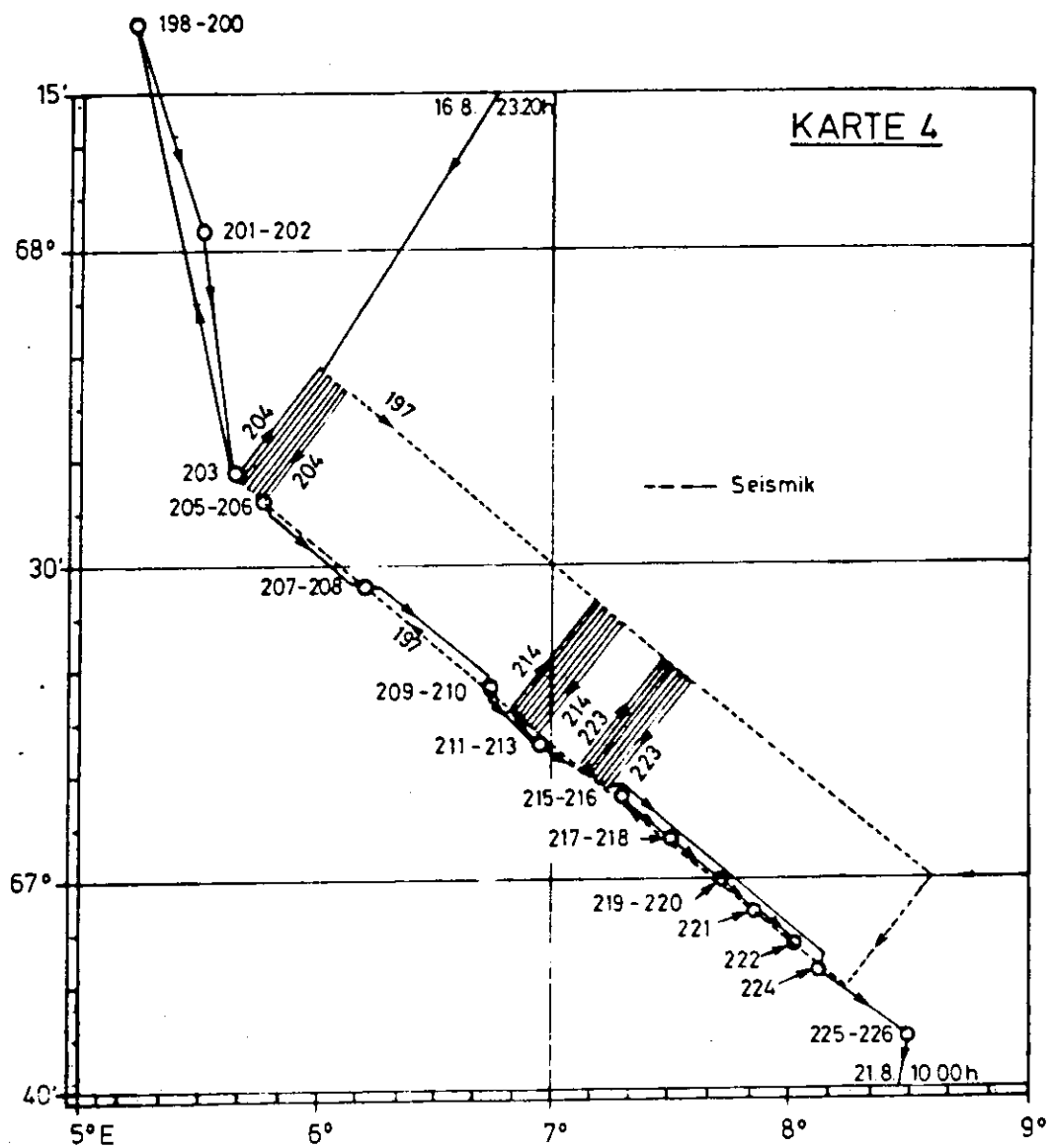


Abb. 6d: Detaillierte Stationskarte der Arbeiten am Vöring Hang.
Zahlen = Stationsnummern.

Nach einem Treffen mit dem F.S. "LITTORINA" der Universität Kiel zur Übernahme von Geräten und Ersatzteilen vor Bodö (s. Bericht Teil A von Koske, Tab. 1 dieses Berichtes) wurde das zweite Sinkstofffallensystem am seewärtigen Ende des Röst-Hanges ausgelegt. Auch an dieser Position wurden ozeanographische Messungen durchgeführt und geologische Proben gesammelt. Das Verankerungssystem, bestehend aus einer Sedimentfalle und zwei Strommessern liegt auf $69^{\circ}10,9'N$ $10^{\circ}59,9'E$ in 3003 m Wassertiefe.

Am Abend des 13. August 1983 erreichten wir nach einigen Stunden Fahrt das nur wenig südlich gelegene Gebiet vor dem Vesterhang (s. Abb. 5,6). Bei ruhiger See gelang es, zunächst zwei einwandfreie reflexionsseismische Profile zu gewinnen, die bei Eindringtiefen bis zu 2 km einen genauen Einblick in die Sedimentverteilung entlang dieses Kontinentalrandes gaben. Diese Messungen wurden ebenfalls durch Aufnahmen mit Seabeam und Loten ergänzt. Die Eigenschaften der obersten Sedimentlagen wurden durch Kastengreifer und Schwerelotmessungen detailliert erfaßt. Auch hier war die Probennahme schwierig, da geringmächtige, tonige vermutlich sehr junge Oberflächensedimente von stark verfestigten Sanden unterlagert werden.

Das letzte Arbeitsgebiet lag am Kontinentalhang des nördlichen Vöring Plateaus (Vöring Hang) vor der Traena Bank (Abb. 6). Die Profilfahrt führte zunächst in die offene Norwegische See und dann nach einem Kurswechsel über den Nordhang auf das Vöring Plateau hinauf. Dabei sollte eine großräumige Rutschung gequert werden, die unterhalb der Traena Bank ihren Ausgang genommen hatte. Die reflexionsseismischen Profile erschlossen diapirähnliche Strukturen im tieferen Untergrund des nördlichen Vöring Plateaus. Die "Feinschichtung" der Sedimente wurde durch die 3,5 kHz Registrierungen erfaßt. Feinkörnige pelagische und hemipelagische Sedimente lassen sich fast ungestört über den von uns untersuchten Teil des Vöring Plateaus (Abb. 6) verfolgen und ziehen sich bis auf den oberen Kontinentalhang hinauf. Eine zusätzliche Traverse zum NW Hanggebiet des äußeren Vöring Plateaus erbrachte eine bessere Vorstellung von der Tiefenverteilung dieser Sedimente. In drei Abbildungen des engeren Arbeitsgebietes, vor allem an den Flanken einer talähnlichen Depression auf dem inneren Vöring Plateau, von der die große Rutschung ausgegangen war, wurden die Morphologie und die Sedimentverteilungen kartiert. Ferner wurden die horizontalen Gradienten der Wassermassenverteilung und die Zusammensetzung der Sedimente genau erfaßt.

Am 21. August 1983 im Laufe des Vormittages verließ "POLARSTERN" dieses Gebiet, um den Rückmarsch nach Bremerhaven anzutreten.

Während der Rückfahrt wurden zwei Satellitendriftbojen der Universität Kiel aufgenommen, die in der südlichen norwegischen See trieben. Weitere Details mit den Berichten der wissenschaftlichen Arbeitsgruppen und Stationslisten sind von Augstein et al., 1984a publiziert worden.

1.2.3. Ausfahrten PFVS "POLARSTERN" ARKTIS II/4 und II/5 (1984)

ARKTIS II/4

Die geologisch-geophysikalischen Programme des Forschungsschiffes "POLARSTERN" befaßten sich im Sommer 1984 mit Untersuchungen der Struktur des tieferen und flachen Untergrundes (Vesterisbanken, Jan-Mayen-Rücken, Fram-Straße, Ostgrönland-Strom) und der heute wirkenden Ablagerungsprozesse (Sedimentfallen im Lofoten- und im Grönlandbecken, Planktonfänge in der Fram-Straße, Untersuchungen stabiler Isotope in polaren Wassermassen). Die in diesem Fahrtabschnitt (Augstein et al., 1984b) durchgeführten Untersuchungen (Abb. 7) umfassen im einzelnen folgende Programme, von denen jedoch nur ein Teil der Pilotstudie zuzurechnen ist, nämlich

- Plankton und Wassersäule
- Sedimentfallen-Verankerungssysteme.

Am Vormittag des 9. August 1984 lief "POLARSTERN" mit einigen Stunden Verspätung aus Tromsø aus. Mit südwestlichen Kursen wurde zunächst die Position der Verankerung im südlichen Lofoten-Becken angesteuert, die im vergangenen Jahr ausgelegt worden war. Die Position 69°12'N und 10°59'E wurde im Lauf des 10.08.1984 erreicht, die Verankerung recht schnell geortet und trotz geringer technischer Schwierigkeiten mit dem akustischen System sofort ausgelöst. Nach kurzer Zeit war die Verankerung (1 Sedimentfalle, 2 Strommesser) geborgen, und wir konnten uns versichern, daß die Honjo-Falle 12 einwandfreie Proben gesammelt hatte (s. Kap. 3). Die beiden Strommesser hatten ebenfalls Messungen registriert (einer jedoch nur während 40% der Zeit).

Vom südlichen Lofotenbecken wurde ein nördlicher Kurs gewählt, um auf möglichst schnellem Wege die zentrale Fram-Straße zu erreichen. Die Profilfahrt wurde an zwei Stationen für Kastengreiferproben unterbrochen. Nach Queren des großen Sedimentfächers vor dem Bäreninseltrog wurde eine Position nordwestlich der Bäreninsel angelaufen, um geologische Stationsarbeit auszuführen und um die im Lofotenbecken aufgenommene Verankerung wieder auszubringen. Vom Kontinentalhang vor der Bäreninsel versegelte das Schiff in die zentrale Fram-Straße, um die geplante SEABEAM-Vermessung zu beginnen, die ein Gebiet zwischen 0° bis 4°E Länge und 78°55'N bis 79°24'N Breite und vor allem das Molloy-Tief abdecken sollte. Die ersten zwei Tage verliefen nach Plan, und es war klar, daß wir den tiefen Teil des Molloy-Tiefes durch unsere Vermessung erfassen würden. Die vorläufigen Registrierungen ergaben bereits zahlreiche morphologische Details des Meeresbodens, die bisher unbekannt waren und die zur Interpretation der plattentektonischen Situation und zur Festlegung der Lage des Mittelatlantischen Rückens beitragen werden. Da sich die Eisgrenze in diesem Jahr außerordentlich weit nach Nordwesten verschoben hatte, versuchte man, Gebiete aufzunehmen, die in den Vorjahren für diese Untersuchungen nicht zugänglich waren. Es war daher möglich, eine geologisch gut abgegrenzte Einheit in einem normalerweise nur unter großen Schwierigkeiten zugänglichen Gebiet untersuchen zu können.

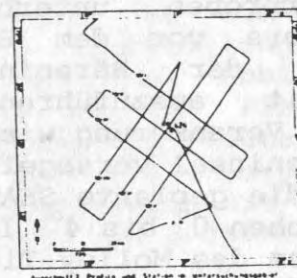
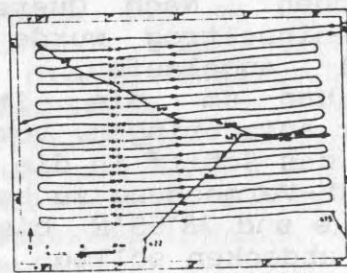
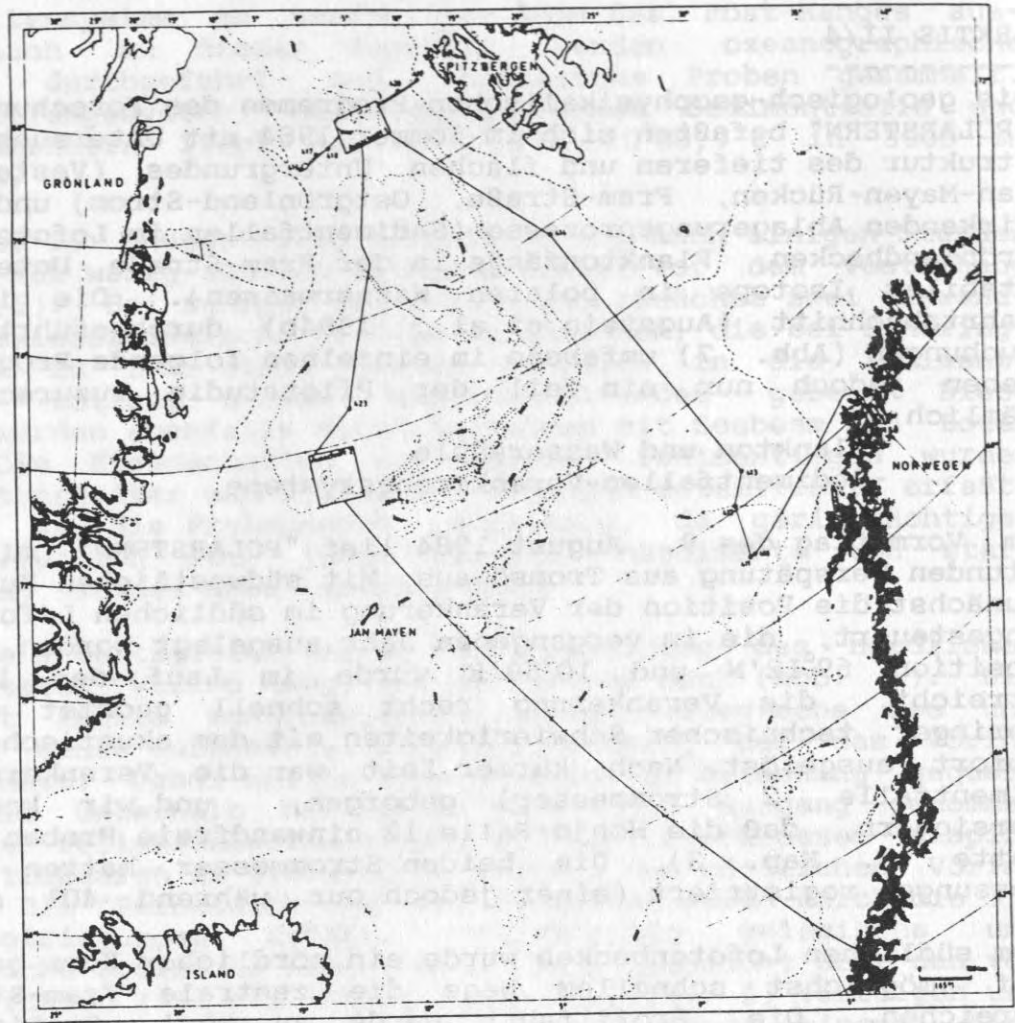


Abb. 7: Wege- und Stationskarte des 4. Fahrtabsschnitts der Expedition ARKTIS II des PFVS POLARSTERN im Jahre 1984 (Augstein et al., 1984 b).

Wir entschlossen uns daher, die günstige Eissituation zu einem Vorstoß nach Westen auszunutzen, um Wassersäule und Sedimente im westlichen Teil der zentralen Fram-Straße zu beproben und zumindest entlang einiger weniger Profillinien auch morphologische Daten zu sammeln. Die Stationen wurden nach Wassertiefe gefahren und decken die Tiefenintervalle um 1200 m, 2000 m und 2600 m ab. Schweres, altes Packeis behinderte sehr bald nach Überschreiten von 0 Grad Länge die Fahrt von "POLARSTERN", so daß wir nur noch 5 - 6 kn laufen konnten. Der ursprüngliche Plan, die Profillinien bis auf den grönländischen Schelf fortzusetzen, wurde daher aufgegeben und die 1200m-Station direkt angelaufen. Die Stationsarbeit bestand aus Wasserprobennahmen und CTD-Läufen, diversen Planktonnetz- und Secchi-Scheiben-Einsätzen, 6-m- und 12-m-Schwereloten und Kastengreifern.

Am 17.08.1984, nach Abschluß der Stationsarbeit vor Grönland liefen wir in die zentrale Fram-Straße zurück, um die SEABEAM- und 3,5-kHz-Aufnahmen fortzusetzen. Das Untersuchungsgebiet näherte sich immer mehr dem Eisrand, der sich jedoch, begünstigt durch südliche Winde, langsam nach Nordwesten verschob und uns daher das Anfügen immer neuer vollständiger Linien ermöglichte. Die unerwartet günstige Wettersituation versetzte uns in die Lage, die geplante Vermessung selbst in dem nordwestlichen Teilstück vollständig und ohne wesentliche Eisbehinderung auszuführen.

Der Stationsschnitt quer über die Fram-Straße wurde durch 2 Stationen unter dem nördlichen Ausläufer des Norwegen-Stromes vor Spitzbergen unter dem nördlichen Ausläufer des Norwegen-Stromes vor Spitzbergen in ca. 180 m und 1300 m vervollständigt. Primäres Ziel war hier, Wasserproben zur Bestimmung der stabilen Kohlenstoff-Isotopenverhältnisse zu nehmen. Nach Abschluß dieser Arbeiten kehrte "POLARSTERN" in die zentrale Fram-Straße zurück, um eine verbindende Traverse über das vermessene Gebiet zu legen und um einige Lücken, die durch verschiedene, kurzfristige Ausfälle des SEABEAM-Systems verursacht worden waren, auszufüllen.

Am Morgen des 20. August 1984 versegelte das Schiff auf eine Position wenig südlich des Meßgebietes in der zentralen Fram-Straße, um langwierige Stationsarbeiten in Angriff zu nehmen. Neben der Beprobung der Wassersäule wurde der Kastengreifer und danach mit gutem Erfolg ein 10-m-Kolbenlot eingesetzt (Kerngewinn 8,35 m). Auch das Auslegen der Verankerung mit Sedimentfalle und Transmissometer auf dieser Station (78°53'N 13°0'E in 2400 m Wasser) gelang ohne Schwierigkeiten. Probleme bestanden jedoch mit dem an Bord installierten VAX-Computer, die am Vortage dazu geführt hatten, daß ein Teil detaillierter Navigationsdaten, die in 5-s-Intervallen aufgezeichnet werden, verlorengegangen waren. Die Datenübertragung wurde seitdem besonders sorgfältig überwacht.

Am Abend des 20.08.1984 nach Abschluß der Stationsarbeit in der Fram-Straße nahm "POLARSTERN" südlichen Kurs, um eine Position im südlichen Grönland-Becken (74°34'N 62°5'W) zu erreichen, wo im vergangenen Jahr ein Verankerungssystem mit zwei Sedimentfallen und Strommessern ausgesetzt worden war. Dank der vorzüglichen

Navigation des Schiffes wurde die Verankerung auch am Vormittag des 21.08.84 ohne Zeitverlust gefunden. Trotz vielfältiger Versuche, sowohl vom Schiff (auch nach Stilllegung der Maschinen, um den Geräuschpegel niedrig zu halten), als auch vom Schlauchboot aus, gelang es nicht, die Verankerung auszulösen. Nach fast 12-stündigen Versuchen wurde daher entschieden, die Verankerung zunächst vor Ort zu belassen und den Versuch der Rückgewinnung auf das nächste Jahr zu verschieben (was auch im Sommer 1985 durch FS "METEOR" gelungen ist).

Die geophysikalische und geologische Aufnahme der Vesterisbanken etwa 6 Stunden südlich der letzten Position war die letzte größere Aufgabe dieses Fahrtabschnittes. Es standen dafür ca. 50 Stunden zur Verfügung. Neben dem Einsatz von SEABEAM und der 3,5-kHz-Anlage wurden reflexionsseismische Profil-Aufnahmen mit großer und kleiner Airgun vorgenommen. Die Profilmahrt verlief ohne größere Schwierigkeiten, und die bisher auf allen bathymetrischen Karten morphologisch sehr einfach dargestellte Vesterisbanken bot sich als ein sehr komplex aufgebautes untermeerisches Gebirge dar, über dessen Urprung viel gerätselt wurde. Nachdem am Morgen des 24.08.1984 drei Dredgen Gesteinsmaterial vom Gipfel des bis in 133 m unter der Wasseroberfläche aufragenden Gebirges an Bord gebracht hatten, war zu übersehen, daß es sich um einen riesigen Vulkan handelt, der aus basaltischen Gesteinen besteht und der vielleicht bis in geologisch jüngste Vergangenheit tätig war.

Sofort nach Abschluß der Dredge-Arbeiten auf Vesterisbanken nahm "POLARSTERN" Kurs auf Aalesund in Norwegen, wo das Schiff an die nächste Arbeitsgruppe übergeben werden sollte. Die Profilmahrt führte in südöstlichen Richtungen über das gesamte Europäische Nordmeer, querte den mittelozeanischen Rücken, die Jan-Mayen-Fracture-Zone und den südlichen Teil des Voering-Plateaus. Am frühen Abend des 26. August 1984 lief "POLARSTERN" in Aalesund ein.

ARKTIS II/5

Die meeresgeologischen und biologischen Arbeiten dieses Fahrtabschnittes ergänzen die Untersuchungen des vorangegangenen. Im einzelnen wurden folgende Teilprogramme durchgeführt:

An zwei Stationen am Nordrand des Vöring-Plateaus wurden, wie vor einem Jahr, Großkastengreiferproben entnommen, um Lebendbeobachtungen an einer besonders angepaßten Benthos-Foraminifere (Rupertia stabilis) vorzunehmen. Eine dieser Stationen hatte früher besonders hohe Foraminiferen-Siedlungsdichten ergeben. Deshalb wurde in diesem Jahr auch das Makrobenthos aufgenommen, um das Verhältnis der Foraminiferen-Fauna zu untersuchen und

eventuell Mikro-Habitate zu finden. Das Stationsnetz des Vorjahres konnte insbesondere hinsichtlich landferner und landnaher Proben aus gleichen Wassertiefen vervollständigt werden.

Im letzten Teil des Fahrtabschnittes wurden Kerne (Schwerelote) zwischen dem Jan-Mayen-Rücken und Grönland gezogen, deren Auswertung Aufschlüsse über die paläoozeanographische Entwicklung in diesem Gebiet geben soll. Durch begleitende Borduntersuchungen an ausgewählten Kernabschnitten wurde die Häufigkeit des Nannoplanktons in den Sedimenten festgestellt und eine Sofortdatierung versucht.

Nach dem Auslaufen am 31.08.1984 gegen 11.00 Uhr Ortszeit aus Aalesund nahm "POLARSTERN" Kurs auf das Kontinentalrandgebiet Norwegens östlich des Vöring Plateaus. An dessen östlichem und nördlichem Rand wurden am 02.09.1984 und 03.09.1984 an insgesamt 5 Positionen geologische Proben mit dem Großkastengreifer (GKG) in Tiefenbereichen von 556 bis 2232 m entnommen. Trotz stärkeren Seeganges (Windstärken bis 7) konnten die Arbeiten zügig durchgeführt werden. Nachdem auf der letzten Position nördlich des Vöring Plateaus am 02.09.1984, 13.00 GMT, wahrscheinlich wegen harten Untergrundes, eine Beprobung erfolglos war, wurde sie an einer ca. 1,3 sm westlich versetzten Position wiederholt. Der Kastengreifer war nun, wie alle vorhergehenden, fast bis zum oberen Rand mit Material gefüllt. Im Gebiet der Probenpositionen wurden 3,5-kHz-Lotungen und Echolotungen mit größerer Auflösung durchgeführt.

Am 03.09.1984 um 14.15 Uhr verließen wir das Gebiet des Vöring Plateaus mit Kurs auf die Station 430, einen Punkt der geplanten Geologischen Kerntraverse, auf der mit großem Kastengreifer und Schwerelot (SL) vom Jan-Mayen-Rücken bis zum Grönlandschelf Proben genommen wurden. Aus Zeitgründen fielen die beiden geplanten östlichen Stationen (9 und 10) aus. Das Schwerelot erbrachte zwei Kerne von ca. 7 m Länge; auch die Beprobung mit dem großen Kastengreifer war erfolgreich.

Am 03.09.1984 wurde für die geophysikalischen Untersuchungen dieses Fahrtabschnittes Kurs auf Jan-Mayen genommen. Ab 12.09.1984 wurde über 23 Stunden das tiefgeschleppte reflexionsseismische System (Anregung Watergun) mit gutem Erfolg geschleppt und an dem nächsten geologischen Punkt auf der Ost-West-Traverse eingeholt. Die geologische Beprobung mit großem Kastengreifer und Schwerelot wurde auf insgesamt 5 Stationen bis ca 18 sm vor Grönland fortgesetzt. Auf einer sechsten Station wurde ein Backengreifer eingesetzt. Die Kernlängen betragen 6,68 m, 6,17 m, 7,09 m und 8,75 m. Auf dem Grönlandschelf konnte trotz sehr groben Sedimentes immerhin noch ein 3,97 m langer Kern gewonnen werden. Wegen schwerer See mußten mehrere Einsätze wiederholt werden. In zwei Fällen gab es Rohrabknicker. Bei den Lebendbeobachtungen an Benthos-Foraminiferen ergaben sich weitere Hinweise darauf, daß ein großer Teil der in den Sedimenten vorkommenden Gehäuse auf Steinen und anderen Hartsubstraten aufwachsen. Auf der gesamten Kerntraverse wurde SEABEAM und 3,5-kHz-Lot gefahren.

Nach Beendigung der geologischen Arbeiten vor Grönland und einem anschließenden CTD-Einsatz bei 1500 m Wassertiefe wurde Kurs auf Bremerhaven genommen. Vor dem Einlaufen wurden 4 geologische Proben mit dem Backengreifer in der Nordsee bei 55° genommen. Am 20.09.1984 um 11.30 Uhr legte "POLARSTERN" an der Columbuskaje in Bremerhaven an. Ihre zweite Reise in die Arktis war damit erfolgreich beendet.

Weitere Einzelheiten, die Berichte der wissenschaftlichen Arbeitsgruppen, sowie die Stationslisten, können dem Fahrtbericht (Augstein et al., 1984b) von ARKTIS II entnommen werden.

1.3. Zusammenarbeit mit norwegischen, dänischen und amerikanischen Forschungseinrichtungen

Ein Teil der in diesem Projekt durchgeführten und der für den SFB 313 geplanten Untersuchungen berühren Gebiete innerhalb der norwegischen und grönländischen ausschließlichen Wirtschaftszonen, so daß Anträge auf Forschungslizenzen gestellt werden müssen. Bisher sind diese Anträge ohne Schwierigkeiten bewilligt worden, und wir haben berechtigte Hoffnungen, auch in Zukunft unsere Forschungsinteressen in diesen Gebieten verfolgen zu können (dies ist bisher bis in das Jahr 1987 hinein auch ohne Probleme gelungen).

Nachdem es in beiden skandinavischen Ländern hochqualifizierte Forschergruppen gibt, die an fachlich nahe verwandten Problemen arbeiten, war es für uns interessant, zu versuchen, einen Teil der von uns geplanten Arbeiten in enger internationaler Kooperation mit einigen dieser leistungsfähigen skandinavischen Nachbarinstitutionen zu planen und auszuführen. Neben einem formellen Kooperationsvertrag zwischen den Universitäten Oslo und Kiel auf dem Gebiete der Geowissenschaften verbinden uns jetzt besonders enge und fruchtbare Beziehungen mit den relevanten Institutionen der Universitäten Bergen, Tromsø und Lyngby (DTH). Im Falle des Institutt for kontinentalsokkelundersökelse (IKU) in Trondheim hat die geplante Zusammenarbeit bereits Antragsreife erreicht (Sörstom et al., 1983).

Wir halten eine enge und vertrauensvolle Zusammenarbeit mit einer Reihe skandinavischer Forschungseinrichtungen aus fachlichen und politischen Gründen für besonders wertvoll und für die Zukunft vielversprechend. Ebenso besteht ein besonders enges Zusammenarbeitsverhältnis mit einer Arbeitsgruppe der WHOI (Gruppe unter S. Honjo) auf dem Gebiet der Sedimentfallenverankerungen.

2. MORPHOLOGIE UND GEOLOGISCHER AUFBAU DES NORWEGISCHEN KONTINENTALRANDES

Eine Voraussetzung für die Erkundung der Sedimentverteilungen ist eine grobe Übersicht der morphologischen und tektonischen Verhältnisse in den vorgesehenen Arbeitsgebieten. Im Rahmen der Pilotstudie und aufbauend auf bereits publizierten Daten haben wir daher versucht, uns ein Bild der Morphologie und der tektonischen Struktur des Meeresbodens ausgewählter Abschnitte des norwegischen Kontinentalrandes zu machen. Auf allen Ausfahrten wurden Untersuchungen zu diesem Problemkreis vorgenommen; dabei wurde weniger Wert auf eine Aufnahme des Aufbaus des tieferen Untergrundes gelegt, als vielmehr versucht, möglichst viele Daten über die Sedimentverteilungen und über Eigenschaften der Sedimentoberfläche zusammenzutragen. Die vorgelegten Ergebnisse wurden z.T. methodisch, z.T. regional geordnet.

2.1. Geologische Strukturen des tieferen Untergrundes (Kontinuierliche reflexionsseismische Profile am norwegischen Kontinentalrand)

2.1.1. Einführung

Die "Sedimentation in borealen Meeren" war das Thema der Polarstern-Expedition Arktis I/3 im Juli und August 1983. Mehrkanalige hochauflösende reflexionsseismische Messungen im Rahmen der vorgenommenen Untersuchungen (Augstein et al, 1984a) sollten Aufschluß über Existenz und Verteilung von Sedimenten entlang des norwegischen Kontinentalrandes geben. Die Arbeiten konzentrierten sich auf folgende vier Gebiete: Vöring Hang, Vester Hang, Röst Hang und Tromsø Hang (Abb. 8 zeigt die Lage der reflexionsseismischen Profile).

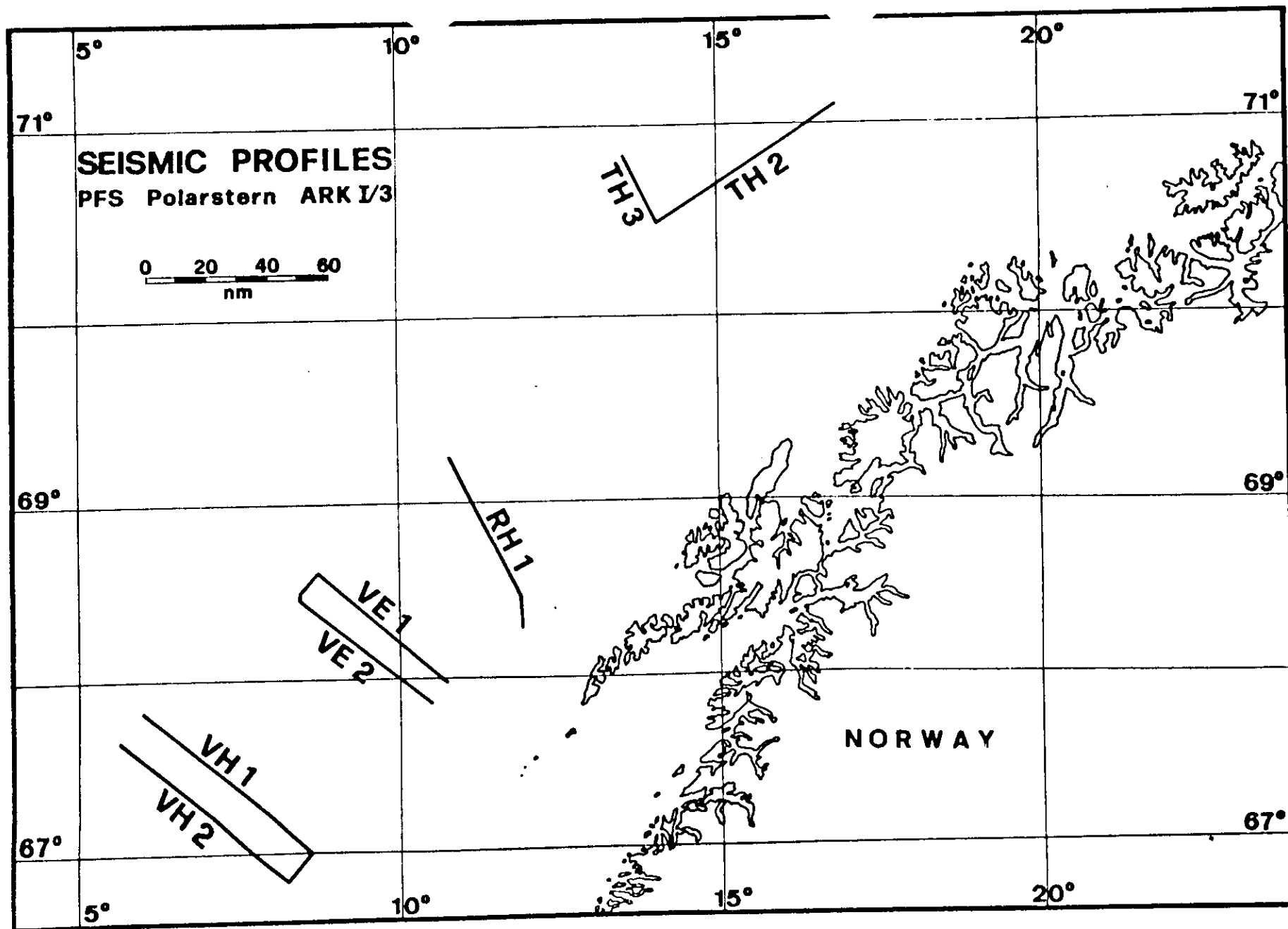
Die Gesamtlänge aller Profile in den vier Meßgebieten beträgt etwa 1000 Kilometer. Als Schallquelle dienten Luftpulser mit 1,2 Ltr. und 2,0 Ltr. Kammervolumen, die mit 150 bar Arbeitsdruck eingesetzt wurden. Es zeigte sich, daß der Luftpulser mit dem kleineren Kammervolumen einen kürzeren Impuls erzeugte. Daher wurde zugunsten einer höheren Auflösung feiner Schichten im oberflächennahen Bereich in den Meßgebieten Vöring Hang, Vester Hang und Röst Hang ausschließlich der kleinere Luftpulser eingesetzt. Als Schallaufnehmer wurde ein Streamer mit 10 Registrierkanälen auf einer Gesamtlänge von ca. 500 Metern verwandt.

2.1.2. Vöring Hang

2.1.2.1. Physiographie des Vöring Plateaus

Der norwegische Kontinentalrand wird im wesentlichen durch die vier großen Strukturen Møre Becken, Vöring Plateau, Lofoten Becken und Barentsee Ausgang gekennzeichnet. Nördlich der Jan Mayen Bruchzone erstreckt sich das Vöring Plateau (siehe Abb.9). Die submarine Oberfläche des Plateaus ist bei einer mittleren Wassertiefe von etwa 1200 Metern nahezu eben. Nach Norden fällt das Vöring Plateau über einen steilen Hang hinab ins Lofoten Becken bis zu einer Tiefe von mehr als 3000 m ab. Die

Abb. 8: Profilplan



südwestliche Begrenzung bildet die Jan Mayen Bruchzone mit dem angrenzenden norwegischen Becken, das stellenweise eine Tiefe von 3600 Metern erreicht. Das Vöring Plateau ist geologisch durch eine ausgeprägte Verwerfungsstruktur, dem "Vöring Plateau Escarpment" (VPE), in zwei Teilbereiche unterteilt. Das innere Vöring Plateau weist mächtige mesozoische und tertiäre Sedimente auf, während sich das äußere Vöring Plateau durch ein ausgesprochen flaches "akustisches Basement" sowie nur geringmächtige tertiäre Sedimente auszeichnet (Talwani et al., 1981, 1982). Talwani und Eldholm (1972) nehmen an, daß das flache "akustische Basement" aus ozeanischem Krustenmaterial besteht, welches unmittelbar nach der Öffnung der norwegischen See gebildet wurde. Außerdem definieren sie das VPE als die Ozean-Kontinent-Grenze dieser Region. Neuere Modelle zur Entstehung des VPE wurden von Hinz (1981) und Mutter et al. (1982) erstellt, nachdem die "Dipping Reflectors" entscheidende Hinweise auf die Entstehung passiver Kontinentalränder aufzeigten. Das flache "akustische Basement" unterhalb des äußeren Vöring Plateaus formt einen Rücken, der nach Nordwesten abfällt. Die vorwiegend tertiäre Sedimentauflage dieses Rückens ist an den dünnsten Stellen zwischen 67°N und 68°N weniger als 0,5 km (Manum et al., 1976).

2.1.2.2. Lage der Profile

Am nördlichen Hang des Vöring Plateaus wurden zwei Profile VH 1 und VH 2 gemessen. Das Profil VH 1 verläuft von Nordwesten (67°49,0'N, 6°00,0'E) nach Südosten (67°00,0'N, 8°36,0'E), während das Profil VH 2 in Gegenrichtung von Südosten (66°49,7'N, 8°14,8'E) nach Nordwesten (67°38,8'N, 5°38,1'E) gemessen wurde. Die Profile sind jeweils etwa 145 Kilometer lang. Ihre Lage ist aus Abb. 8 ersichtlich.

2.1.2.3. Interpretation der Profile

Die Profile VH 1 und VH 2 verlaufen durch den strukturell sehr komplizierten nördlichen Teil des Vöring Beckens, einem Teilbereich des Vöring Plateaus. Die Abb.10 gibt Aufschluß über den strukturellen Aufbau des Vöring Plateaus. Das Profil VH 1 in Abb. 11 gliedert sich demnach in vier markante geologische Strukturen, die in Abb. 12 dargestellt sind. Es beginnt im Nordwesten mit dem VPE (1). Im weiteren Verlauf nach Südosten wird das Folda Hoch (2) (Bukovics et al., 1984) gequert, gefolgt vom Röst Teilbecken (3), das durch eine markante Diapirstruktur deutlich gekennzeichnet ist. Im Südosten ist ein Teil der Nykan Hoch Überdeckung (4) erkennbar.

Bei den weiteren Interpretationen wurde u.a. auf die Ergebnisse des "Deep Sea Drilling Projekt", DSDP-Bohrungen 338-342 (Talwani et al., 1976a, 1976b, Caston, 1976) zurückgegriffen. Das Seismogramm VH 1 zeigt im Bereich des inneren Vöring Plateaus unterhalb der rezenten quartären und neogenen Ablagerungen mächtige paläogene oder mesozoische Sedimente. Diese sind im Profil VH 1 nur schwach seismisch strukturiert, so daß eine weitergehende Unter-

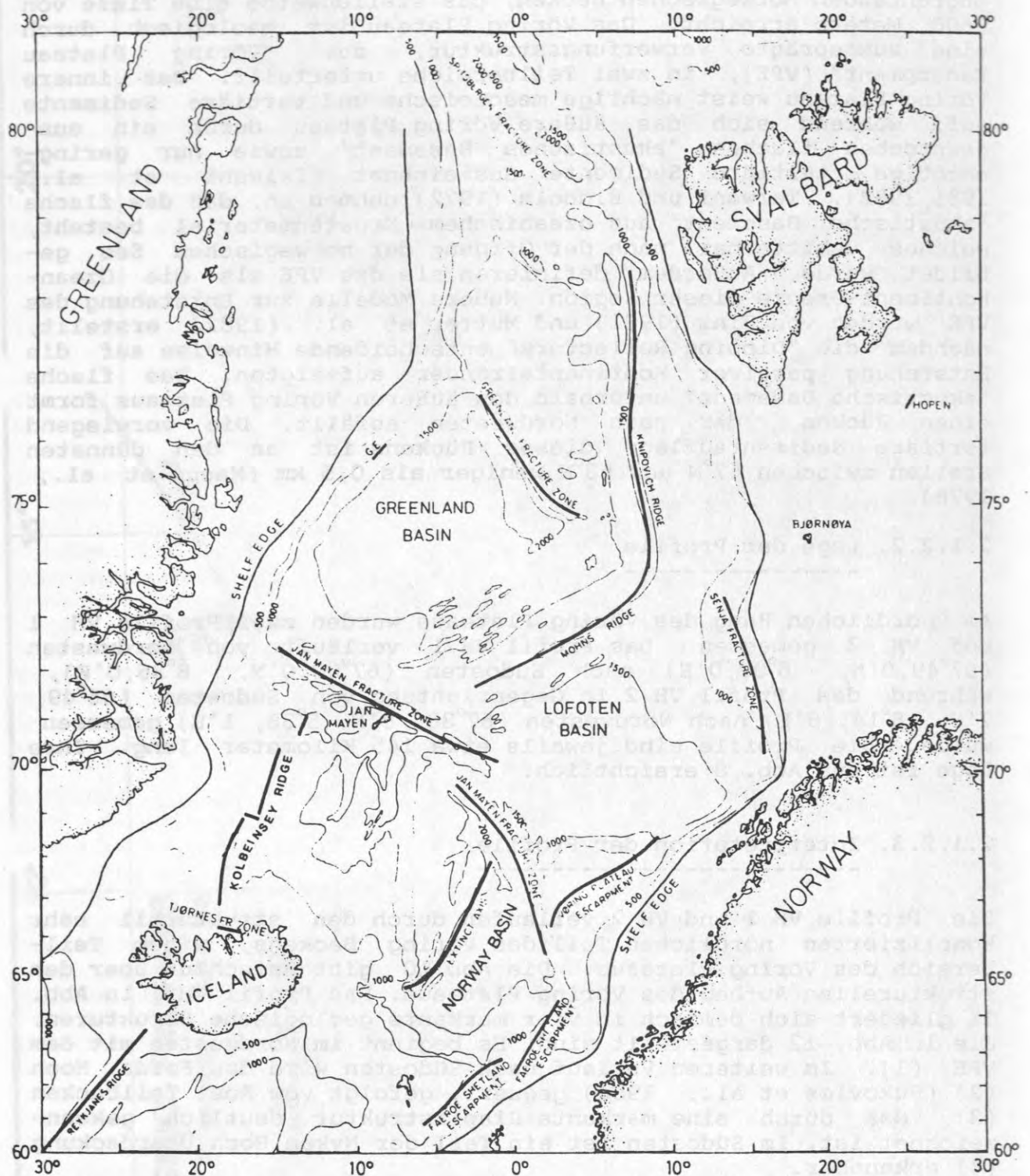


Abb. 9: Regionale Bathymetrie und wichtige tektonische Elemente. Aus Eldholm et al., 1984.

teilung nicht mehr möglich ist. Im tieferen Untergrund zwischen 3.0 sec und 3.4 sec Zweiweglaufzeit sind an einigen Stellen stark diffraktierte Reflexionen erkennbar. Hierbei dürfte es sich mit hoher Wahrscheinlichkeit um vulkanische Intrusionen handeln. Diese Interpretation findet sich auch bei Bukovics et al. (1984) bestätigt. Die DSDP-Bohrung 341 im Bereich des inneren Vöring Plateaus (siehe Abb. 12) zeigt, daß hier die glazialen Sedimente des Pleistozän und evtl. Pliozän etwa fünfmal mächtiger sind, als auf dem äußeren Vöring Plateau, wo die DSDP-Bohrung 338 niedergebracht wurde (Talwani et al., 1976a). Auch die darunterliegenden Sedimente aus dem mittleren Miozän, vornehmlich Diatomeenschlämme, sind hier erheblich mächtiger als seewärts des VPE. Dies kann zumindest quantitativ aus dem Seismogramm VH 1 bestätigt werden, auch wenn die Grenze Pliozän-Pleistozän/Miozän (PM) nur an wenigen Stellen des Seismogramms VH 1 zugeordnet werden kann (siehe Abb. 12). Unmittelbar über dem VPE findet man eine Sedimentauflage von etwa 0.4 sec, was bei einer angenommenen Geschwindigkeit von 1.5 km/sec (Mutter et al., 1984) einer Mächtigkeit von etwa 300 Metern entspricht. Legt man für die gesamte Sedimentauflage im Bereich des inneren Vöring Plateaus eine mittlere Geschwindigkeit von etwa 2.0 km/sec zugrunde (Talwani und Eldholm, 1972, und Manum, 1976), so ergibt sich im Bereich des Folda Hochs für die Sedimentablagerungen bis zu den vulkanischen Intrusionen eine mittlere Mächtigkeit von circa 1500 Metern. Insgesamt zeigt das Profil VH 1 ostwärts des VPE eine wesentlich größere Akkumulation von tertiären oder auch mesozoischen Sedimenten als westlich des VPE.

Die raue und durch zahlreiche Diffraktionen gekennzeichnete Reflexionscharakteristik des Reflektors PL im Nordwesten des Profils VH 1 legt in Anlehnung an die Interpretation von Bukovics et al. (1984) den Schluß nahe, daß es sich um paläogene Lavaergüsse (PL) handelt. Diese stammen vermutlich aus dem frühesten Stadium der Öffnung des Nordatlantiks. Nach Südosten wird der Reflektor vom VPE begrenzt. Im Hangenden befinden sich etwa 300 Meter mächtige Sedimente, die durch eine markante Diskordanz gekennzeichnet sind. In Anlehnung an die DSDP-Bohrung 338 (Manum et al., 1976) handelt es sich bei der Diskordanzfläche MO um die Grenze Miozän/Oligozän. Diese Grenzschicht läßt sich in Übereinstimmung mit der Interpretation von Bukovics et al. (1984) auch im Südosten des Profils im gestauchten Hangenden der Diapirstruktur ausmachen. Ein Vergleich der Mächtigkeiten erlaubt vielleicht noch die Zuordnung des Reflektors PM als Grenze Pliozän/Miozän. Eine weitere Aufgliederung der wahrscheinlich glazialen Ablagerungen im Hangenden (Hinz et al., 1982) kann nicht vorgenommen werden. Der Reflektor MO kann durch das Röst Teilbecken und mit ziemlicher Sicherheit auch über das Folda Hoch bis zum VPE verfolgt werden. Im Bereich des Folda Hochs ist unterhalb des Reflektors MO ein weiterer Reflektor (mO) deutlich erkennbar. Dieser ist möglicherweise dem mittleren Oligozän zuzuordnen. Er läßt sich bis ins Röst Teilbecken verfolgen. Hier bilden die jüngeren sedimentären Ablagerungen eine "Downlap-Struktur". Diese ist durch eine Verwerfung zwischen MO und den jüngsten rezenten Sedimenten gestört. Die Verwerfung markiert gleichzeitig den Übergang zur nahezu konkordant und ungestört abgelagerten jüngeren Sedimentdecke des Folda Hochs.

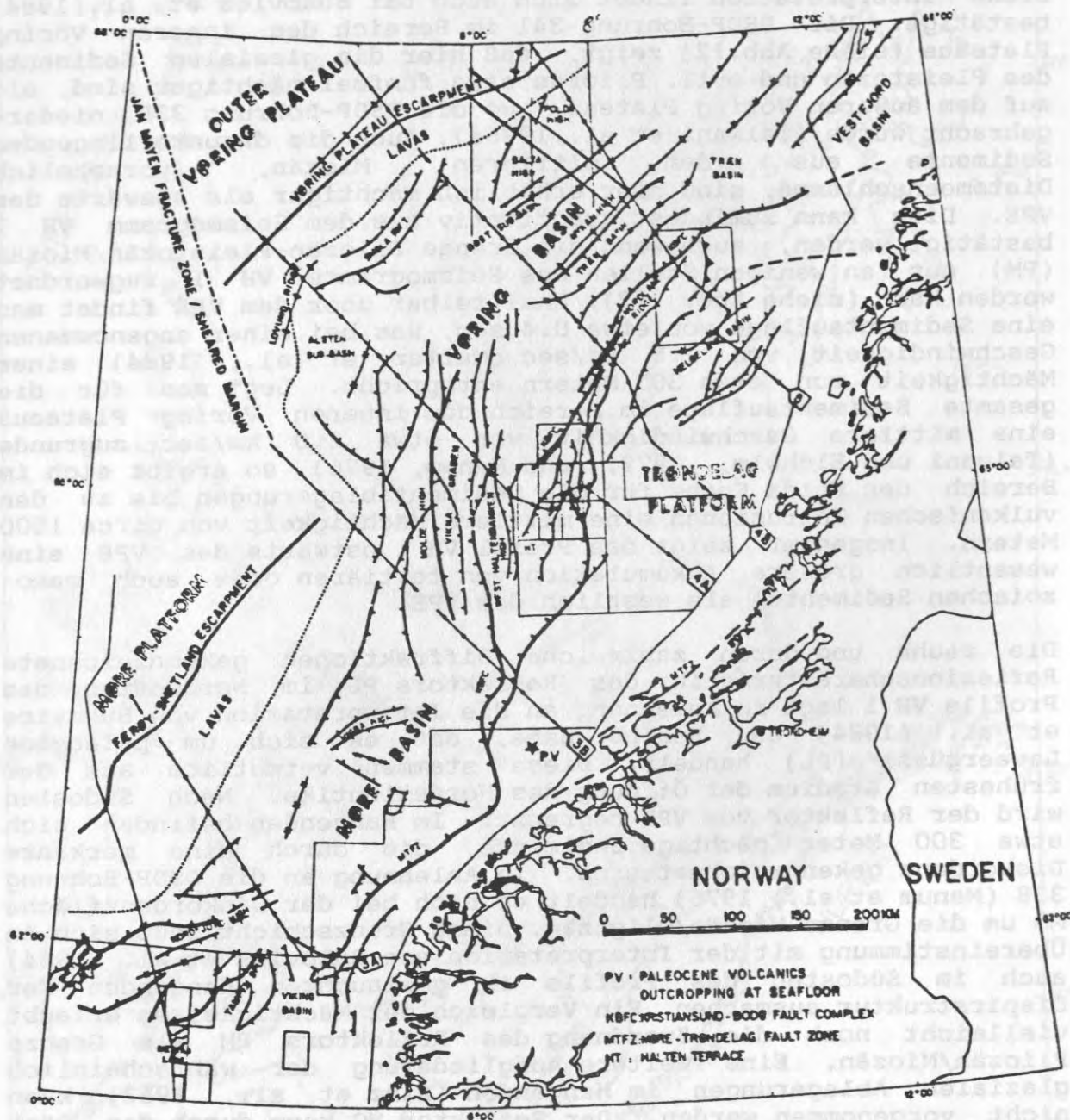


Abb. 10: Strukturgeologische Karte des norwegischen Kontinentalrandes (aus Bukovics et al. 1984).

Abb. 11: Seismisches Profil VH 1

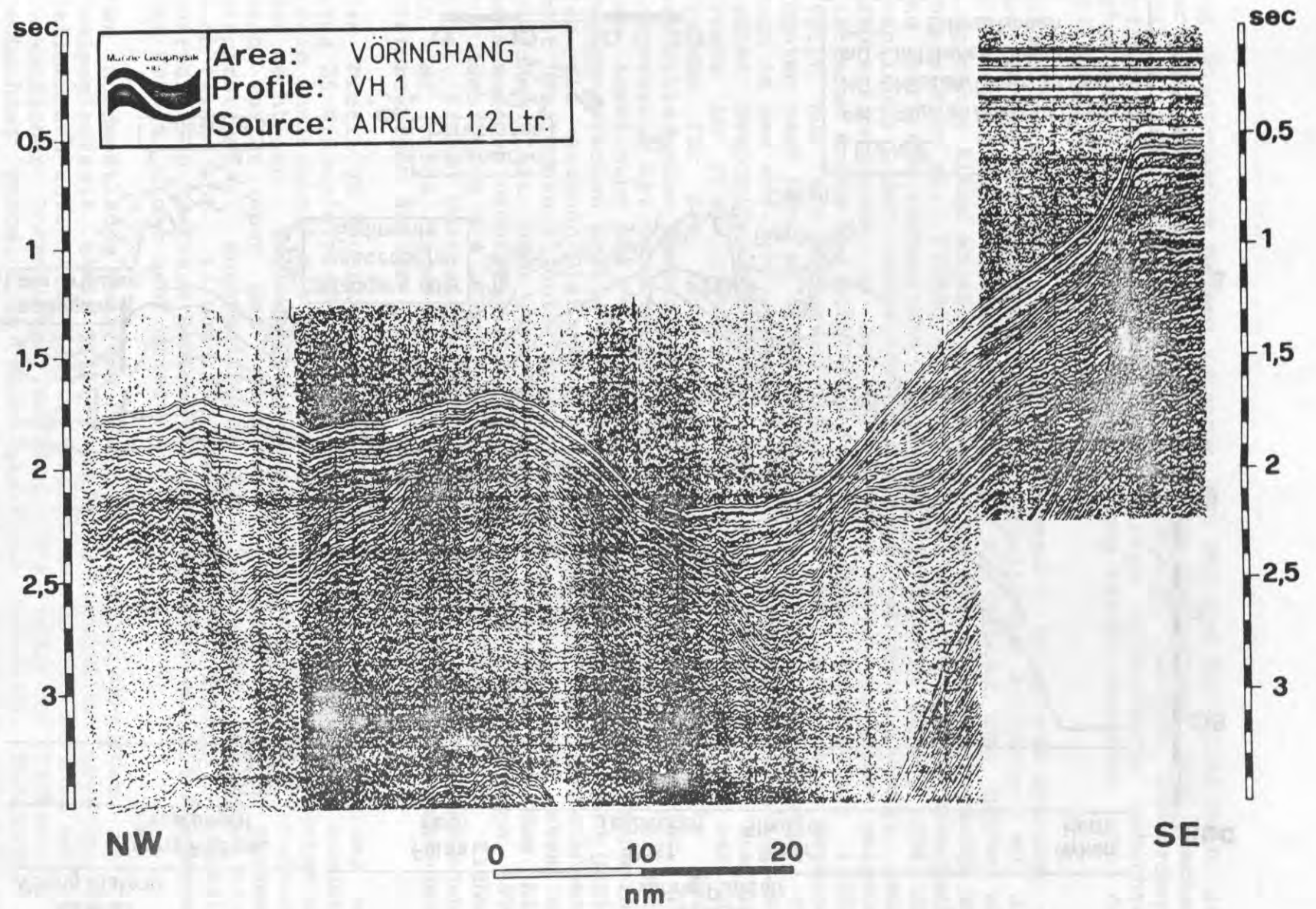
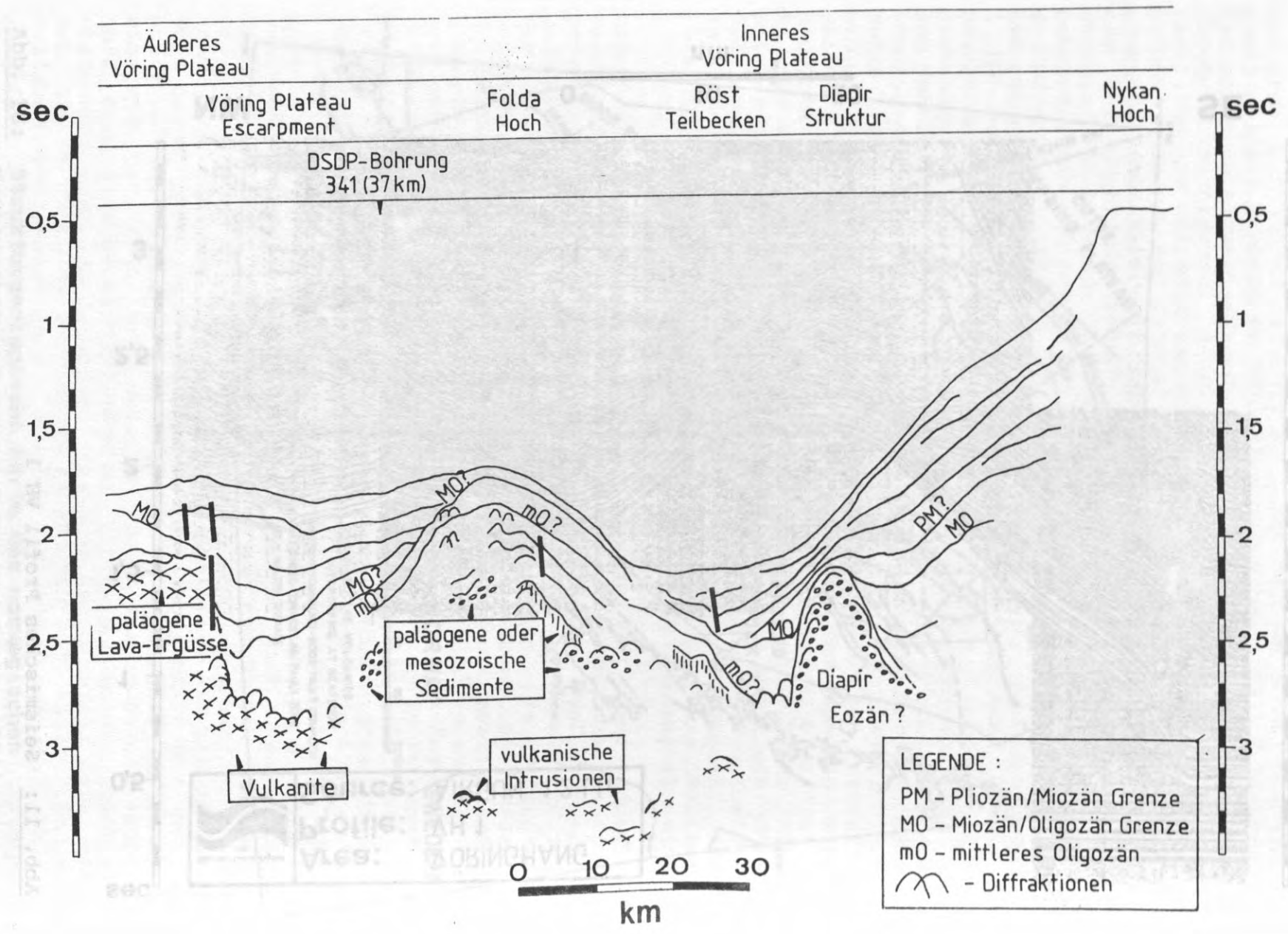


Abb. 12: Interpretiertes seismisches Profil VH 1



Das kleinräumige Becken zwischen dem VPE und dem Folda Hoch ist verfüllt mit neogenen bis pleistozänen Sedimenten. Die Beckenfüllung weist im oberflächennahen Bereich mehrere konkordante Reflektoren auf. Darunter sind einige diskordante Schichten erkennbar. Die jüngere Beckenfüllung bildet zusammen mit dem Reflektor MO eine "Onlap-Struktur".

Bei beiden markanten "Baselap-Strukturen", Onlap und Downlap, an den Hängen des Folda Hochs bildet jeweils der Reflektor MO die Diskordanzfläche. Daraus kann für die Hebung des Hochs ein oligozänes Alter abgeleitet werden. Die Röst Synklinale wurde von Rønnevik et al. (1983) kartiert. Sie nehmen an, daß kimmerische und tertiäre tektonische Bewegungen die Ursache waren. Für die Ausbildung der Antiklinalen vermutet Mutter (1984b) eine Deformationsphase in der Kreide, die ihren Abschluß zwischen mittlerem Eozän und mittlerem Oligozän fand. Hinz et al. (1982) stellt nur ein allgemein oligozänes Alter fest. Als Ursachen könnten nach Hinz et al. (1982) die vulkanischen Intrusionen, die auch in den Abb. 10 enthalten sind, die Mobilisierung präkimmerischer Evaporite oder schließlich die Bewegung der tieferen Kruste in Frage kommen. Nach Rønnevik et al. (1983) war die Ursache für die lokale Hebung des Folda und des Salta Hochs ebenfalls eine Kompressionstektonik im mittleren Tertiär. Die Kompression hat vermutlich in mehreren Schritten bis ins Oligozän die Ausbildung des Folda Hochs verursacht. Durch das Einwirken der dynamischen Kräfte entstanden Schwächezonen. Weiterhin gerieten die eozänen Diatomeenschlämme im Bereich des entstandenen Röst Teilbeckens unter erhöhten Druck. Dies könnte etwa zur gleichen Zeit oder geringfügig später, zusammen mit dem hier entstandenen Dichteungleichgewicht (Chapmann, 1974, Caston, 1976) zur Ausbildung der Diapirstrukturen geführt haben. Auch Eldholm et al. (1984) vertreten einen ähnlichen genetischen Zusammenhang. In der Folge lagerten sich in den beiden so entstandenen kleinräumigen Becken die rezenten Sedimente ab.

Das Profil VH 2 verläuft parallel zu VH 1 in einem Abstand von etwa 25 Kilometern südwestlich versetzt und zeigt starke strukturelle Ähnlichkeit mit dem Profil VH 1. Es beginnt im Südosten mit der mächtigen Sedimentüberdeckung des Nykan Hochs, erstreckt sich weiter über das wiederum durch eine markante Diapirstruktur ausgezeichnete Röst Teilbecken bis zum Salta Hoch (siehe Abb. 13 und 14). Nach Nordwesten folgen mächtige quartäre und tertiäre Sedimente, die sich bis ans VPE ausdehnen. Das VPE ist nicht mehr erfaßt.

Der nordwestliche Teil des Profils VH 2 weist bei etwa 3,5 sec Zweiweglaufzeit stark diffraktierte und teilweise unterbrochene Reflexionen auf. Hier dürfte es sich um die Fortsetzung der Zone vulkanischer Intrusionen handeln, die schon im Profil VH 1 beobachtet wurde. Die Mächtigkeit der gesamten Sedimente im Hangenden der Intrusionen beträgt auf der Grundlage der mittleren Geschwindigkeit von 2.0 km/sec (Talwani und Eldholm, 1972, Manum et al., 1976) wiederum etwa 1500 m. Die Sedimentablagerungen sind durch zwei Kompressionsstrukturen gestört. Im Südosten ist eine gut ausgeprägte Diapirstruktur zu erkennen, während nordwestlich angrenzend vermutlich ein nördlicher Ausläufer des Salta Hochs (Bukovics et al., 1984) wirksam gewesen ist. Beide Profile

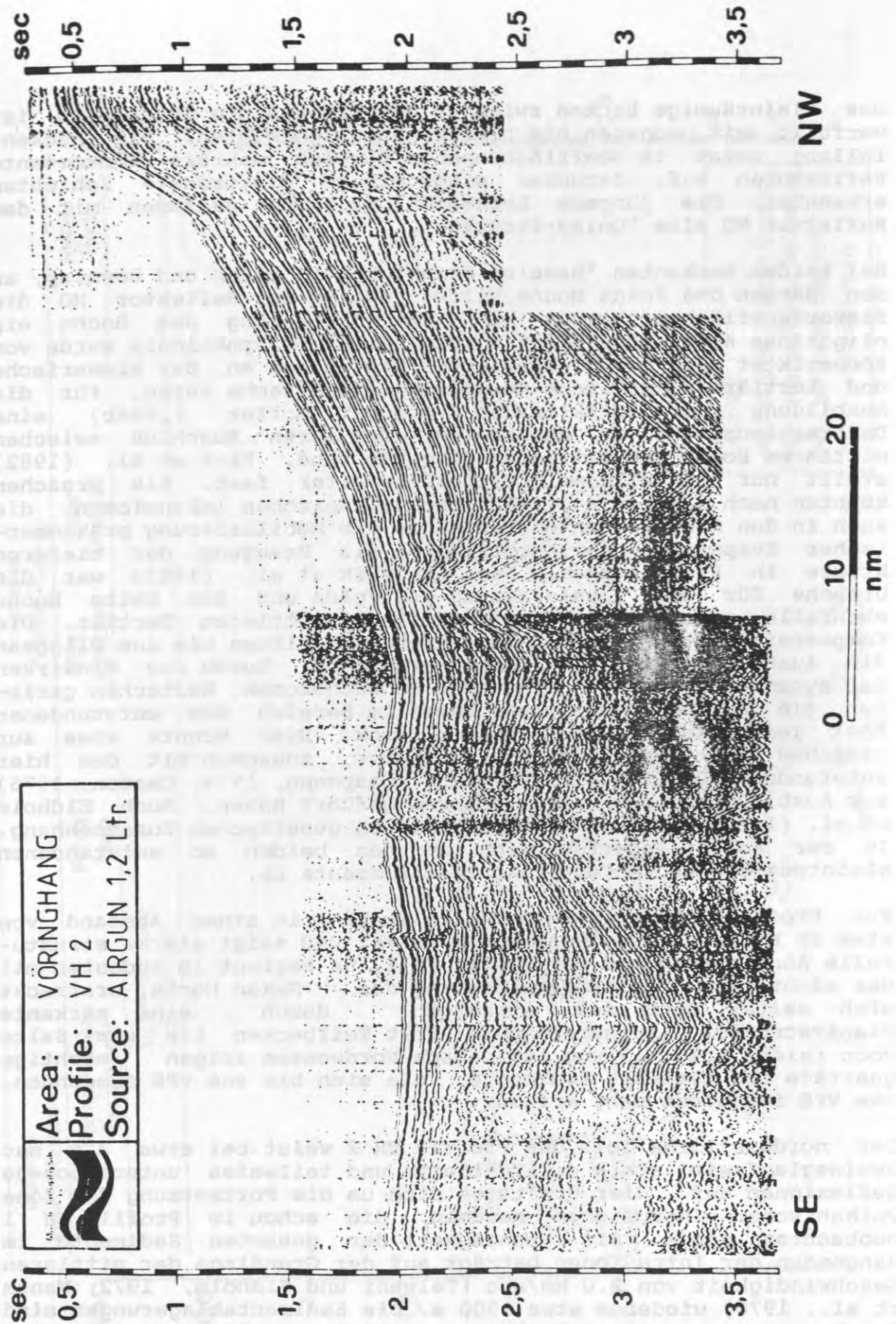
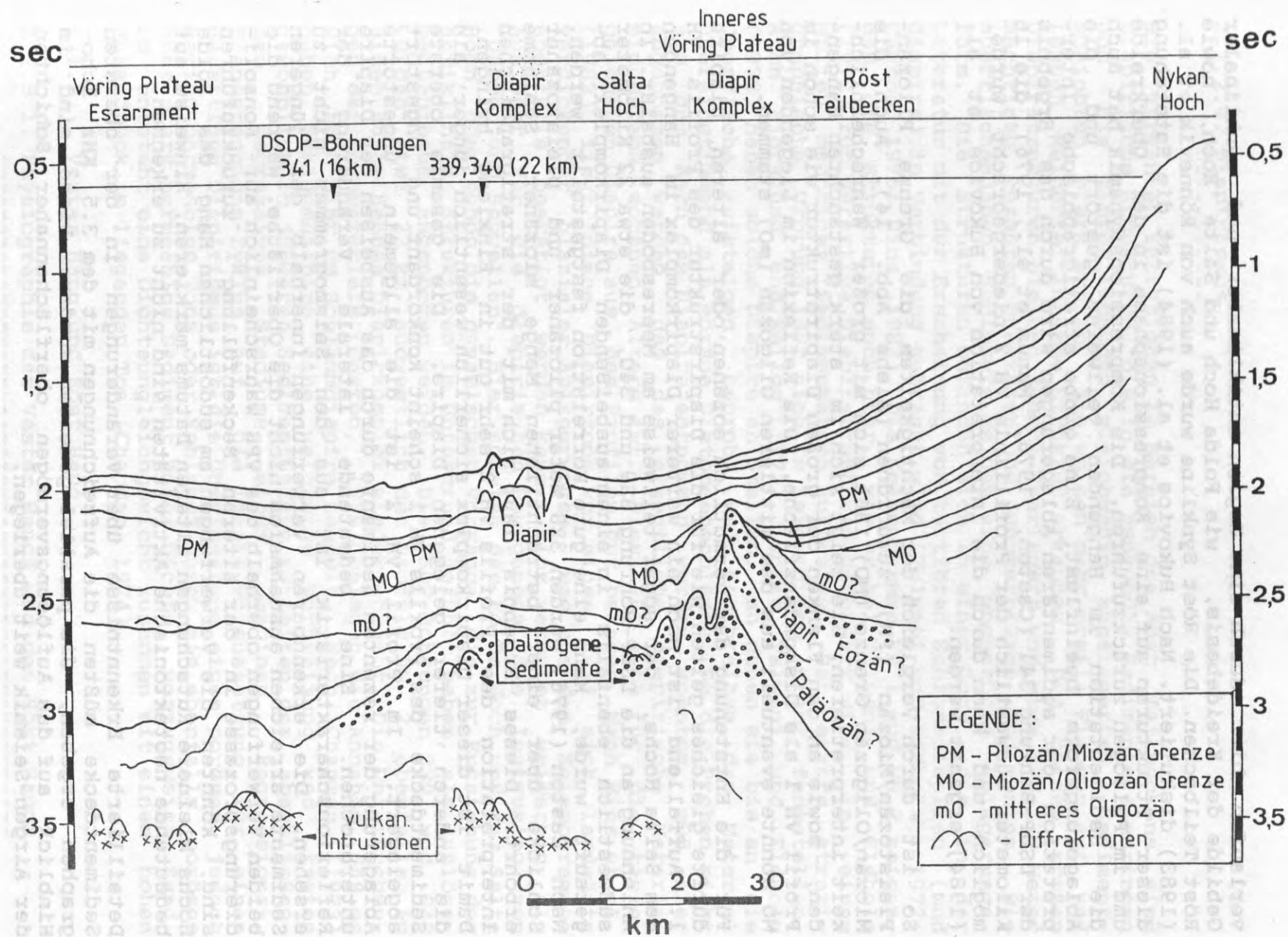


Abb. 13: Seismisches Profil VH 2

Abb.14: Interpretiertes Profil VH 2



verlaufen hier durch eine Region antiklinaler und synklinaler Gebilde der Kreidebasis, wie Folda Hoch und Salta Hoch, sowie Röst Teilbecken. Die Röst Syncline wurde auch von Rønnevik et al. (1983) diskutiert. Nach Bukovics et al. (1984) ist die Entstehung dieser Strukturen auf eine Kompressionsphase in der Oberkreide und im Paläogen zurückzuführen. Die Kompressionsdynamik hat auch die Sedimentation im Hangenden teilweise gestört und die Ablagerungsform beeinflusst. Eine grobe stratigraphische Interpretation der sedimentären Ablagerungen wird durch das Ergebnis der DSDP-Bohrung 341 (Caston, 1976, Manum et al., 1976), die 16 Kilometer südwestlich der Profillinie VH 2 niedergebracht wurde, möglich und kann durch die Interpretation von Bukovics et al. (1984) ergänzt werden.

So ist durch Vergleich der Mächtigkeiten die Grenze Pliozän-Pleistozän/Miozän (PM) zuzuordnen (siehe Abb. 14). Auch die Miozän/Oligozän Grenze (MO) läßt sich mit großer Wahrscheinlichkeit interpretieren. Sie zeigt sich im stark gestauchten Hangenden, sowie an den Flanken der großen Diapirstruktur wie schon im Profil VH 1 als Diskordanzfläche. Die Reflexion im Liegenden von MO könnte eventuell aus dem mittleren Oligozän (mO) stammen.

Für die Entstehung der vermutlich eozänen oder älteren Diapire dürfte gleiches gelten wie für die Diapirstruktur des Profils VH 1. Auffallend ist noch ein weiterer Diapirkomplex im Hangenden des Salta Hochs, der sogar teilweise am Meeresboden ausbeißt. In Anlehnung an die DSDP-Bohrung 339 und 340, die etwa 22 Kilometer südwestlich ebenfalls in einem ausbeißenden Diapirkomplex abgetauft wurde, kann eine gute Korrelation festgestellt werden. Nach Caston (1976) wurden 328 Meter pliozäner und pleistozäner Schlicke über einer beträchtlichen Menge miozäner Schlämme erbohrt. Dieses Ergebnis läßt sich mit der stratigraphischen Interpretation des Profils VH 2 sehr gut in Einklang bringen. Damit ist dieser Diapirkomplex sicherlich wesentlich jünger als die anderen tiefer gelegenen Diapire. Die gesamte oberste Sedimentdecke des Profils VH 1 scheint konkordant und ungestört abgelagert. Im Profil VH 2 ist die allgemein ungestörte Ablagerung der rezenten Sedimente durch das Ausbeißer der Diapire unterbrochen. Eine bedeutende laterale Veränderung der Reflexionscharakteristik ist aus den Seismogrammen nicht zu ersehen. Die erkennbaren Verwerfungen innerhalb der jüngeren Sedimente erreichen ausnahmslos nicht die Oberfläche. Während die beiden Verwerfungen oberhalb des VPE wahrscheinlich auf Konsolidierungsprozesse in der älteren Beckenfüllung zurückzuführen sind, könnten die Verwerfungen am südöstlichen Hang des Folda Hochs kleinere Rutschungen älteren Datums markieren. Hinweise auf bedeutende neotektonische Aktivitäten sind nicht zu erkennen.

Detaillierte Erkenntnisse über Veränderungen in der obersten Sedimentdecke müßten die Aufzeichnungen mit dem 3.5 KHz Echo-graphen ergeben, die parallel gemessen wurden. Diese sind im Hinblick auf das Auflösungsvermögen oberflächennaher Schichten der Airgun-Seismik weit überlegen.

2.1.2.4. Diapirismus

Die markanten Intrusionen im Bereich des Röst Teilbeckens sind diapirische Strukturen, die in die hangenden Sedimente eindringen und die tieferliegenden gleichmäßig abgelagerten Sedimentschichten stark stören. Sie weisen sehr steile Flanken auf und lassen keinerlei interne Struktur erkennen. Die beiden großen Diapirstrukturen bleiben jedoch überlagert von etwa 150-170 Meter mächtigen rezenten quartären und jungtertiären Sedimenten. Die oberflächennahen Sedimente zeigen eine ungestörte Ablagerungsform. Die Strukturen befinden sich in einer Zone, die in der Literatur mit der Erscheinung von tertiären Schlamm diapiren (mud diapirs) in Verbindung gebracht wird (Talwani und Eldholm, 1972; Caston, 1976; Hinz, 1982). Die Seismogramme VH 1 und VH 2 zeigen, daß die Strukturen auch hier, wie es bei Talwani und Eldholm (1972) für derartige Diapirstrukturen gefordert wird, in einem Milieu mächtiger Sedimentation auftreten. Der exakte stratigraphische Ursprung läßt sich im Seismogramm nicht feststellen. Auch Björklund und Kellog (1972), sowie Talwani und Eldholm (1972) haben solche Diapire an Stellen, an denen sie bis an die Oberfläche aufsteigen, beprobt und beschreiben das Material übereinstimmend als eozäne Diatomeenschlämme. Da die Proben nicht aus dem Kern des Diapirs entnommen werden konnten, muß hier angenommen werden, daß das eigentliche diapirische Material mindestens eozänen Alters ist. Dies läßt sich für die tiefer gelegenen Diapire aus den Profilen gut belegen. Nach Hinz et al. (1982) liegt diese Diapirzone vor einem Keil sich landwärts verdickender glazialer Ablagerungen, was aus den Seismogrammen ebenfalls bestätigt werden kann. Hinz vermutet weiterhin als Auslöser für die diapirischen Bewegungen die Intrusion von "Dämmen und Schwellen". Hier könnten das Folda Hoch und das Salta Hoch, oder schon die dynamischen Vorgänge, die zur Entstehung der antiklinalen Strukturen im Untergrund geführt haben, als Auslösemechanismus angenommen werden. Die DSDP-Bohrungen 339 und 340 wurden etwa 22 km südwestlich des Profils VH 2 ebenfalls in einen ausbeißenden Diapirkomplex niedergebracht. Die Untersuchungen des Kernmaterials (Caston, 1976) belegen die Annahme, daß es sich auch hier um Schlamm diapire handelt. Nach Chapman (1973) haben Schlamm diapire eine weltweite Verbreitung und treten gewöhnlich in jüngeren Sedimentbecken zu Zeiten des abschließenden regressiven Stadiums eines marinen Regressions-, Transgressions-Zyklus auf. Die ideale Voraussetzung für einen derartigen Diapirismus ist die Überlagerung eines porösen, jedoch gering permeablen Tons oder Schlammes durch ein ebenfalls poröses aber stark permeables Sediment hoher Dichte, vorzugsweise Sand. So entsteht eine Dichteungleichgewicht zusammen mit einem hohen Porendruck im liegenden Ton (Chapman, 1974).

2.1.3. Vester Hang und Röst Hang

2.1.3.1. Physiographie des Vester Hangs und des Röst Hangs

Das Lofoten Becken wird im Süden durch das Vöring Plateau und die Jan Mayen Bruchzone und im Nordosten durch die Senja Bruchzone am Ausgang der Barentssee begrenzt (siehe Abb. 9). Im Osten bildet

der extrem steile Kontinentalhang die Begrenzung. Vester Hang und Röst Hang sind Teile dieses steilen Kontinentalrandes. Die Breite des kontinentalen Schelfs entlang der norwegischen Küste schwankt zwischen 220 km bei 66° N und 20 km im Bereich von Vesteraalen. Hier befindet sich der steilste Abhang des norwegischen Kontinentalrandes. Der Hang fällt von etwa 150 m Wassertiefe auf dem Schelf bis nahezu 3000 m im Lofoten Becken ab und dies auf einer Distanz von 60 km im Süden auf Höhe der Lofoten und etwa 30 km vor Vesteraalen bei 69° N. Der Hang ist teilweise zu steil, um eine wesentliche Akkumulation rezenter Sedimente zu ermöglichen. Der größte Teil lagert sich daher im tiefen Lofoten Becken ab. Auch finden sich kaum tertiäre Sedimente. Nur ein geringer Anteil konnte sich an einem schmalen Teil des Hangs ablageren. Der restliche Hang weist prätertiäre Sedimente auf, die entweder ausbeissen oder von dünnen quartären Ablagerungen bedeckt sind (Talwani und Eldholm, 1972, Eldholm et al., 1979). Generell ist die Sedimentbedeckung der Lofoten-Vesteraalen-Region nur geringmächtig. Sie beträgt nach Talwani und Eldholm (1972) in einer groben Ansprache 1000-2000 m. Unterhalb des schmalen Schelfs befinden sich schon in geringer Tiefe Gesteine, die eine hohe seismische Geschwindigkeit aufweisen (Eldholm et al., 1979); diese können hier als akustisches Basement angesprochen werden. Nach Eldholm et al. (1979) erreicht das akustische Basement bei etwa 69° N den Kontinentalrand und beißt sogar an einigen Stellen aus. In der Lofoten-Vesteraalen-Region läßt sich ein sehr guter geologischer Anschluß an die terrestrischen Gesteinsformationen erstellen. Nahezu die gesamte Inselgruppe besteht aus kristallinen Gesteinen. Diese sind stellenweise mit rezentem und quartärem Material bedeckt. Die Lofoten weisen größtenteils präkambrische Gesteine auf.

2.1.3.2. Lage der Profile

Am Vester Hang wurden zwei Profile VE 1 und VE 2 gemessen (Abb.8). Das Profil VE 1 verläuft von Südosten (67°58,9'N, 10°44,0'E) nach Nordwesten (68°36,3'N, 8°44,7'E), während das Profil VE 2 in Gegenrichtung von Nordwesten (68°27,2'N, 8°26,5'E) nach Südosten (67°51,0'N, 10°29,8'E) gemessen wurde. Die Profile sind jeweils etwa 110 km lang. Ferner wurde am Röst Hang ein 120 km langes Profil von Nordwesten (69°13,7'N, 10°50,1'E) nach Südosten (68°15,7'N, 11°56,9'E) gemessen.

2.1.3.3. Interpretation der Profile

Die Profile VE 1, VE 2 und RH 1 liegen nahezu im Fallen des norwegischen Kontinentalhangs. Sie beginnen auf dem kontinentalen Schelf, verlaufen den Kontinentalhang hinunter und enden im Lofoten Becken (siehe Abb. 15-17). Die Ablagerungsformen aller drei Profile werden von dem steilen Abhang geprägt.

Ergebnisse seismischer Profilmessungen aus diesem Gebiet werden von Talwani und Eldholm (1972) gezeigt. Ebenso veröffentlichten Rønnevik und Navrestad (1977) die Interpretation zweier reflexionsseismischer Profile auf dem Kontinentalschelf südlich der Lofoten. Eldholm und Windisch (1974) beschreiben die Sedimentverteilung, sowie die Lage und Charakteristik des aku-

stischen Basements am Kontinentalhang und im Lofoten Becken. Eldholm et al. (1977) geben eine ausführliche Abhandlung über den Kontinentalrand im Bereich der Lofoten-Vesteraalen. Auch Mutter (1984 b) zeigt Ergebnisse reflexionsseismischer Messungen in diesem Gebiet. Die Qualität der Seismogramme VE 1, VE 2 und RH 1 ist entlang der Profile deutlich unterschiedlich. Auf dem Kontinentalschelf prägen energiereiche Multiple das Seismogramm. Sie schränken die Auflösung flacher Schichten erheblich ein. Die konsolidierten Sedimente, sowie das flache akustische Basement rufen hohe seismische Geschwindigkeiten kurz unterhalb des Meeresbodens hervor.

Der hohe Impedanzkontrast verursacht so einen großen Reflexionskoeffizienten. Dadurch wird die Transmission der seismischen Energie begrenzt und die Eindringtiefe herabgesetzt. Am Kontinentalrand beeinflusst die starke Hangneigung die Qualität der Seismogramme. Ein Teil der reflektierten Energie wird am Hang gestreut und erreicht den Schallaufnehmer nicht mehr. Darüber hinaus ist hier die Sedimentauflage nur geringmächtig. Eldholm und Windisch (1974) geben für den Kontinentalhang vor den Lofoten und Vesteraalen eine grobe Sedimentmächtigkeit von 0.2 - 1.0 sec Zweiweglaufzeit an. Auch aus den Seismogrammen von Mutter (1984a) ist eine Sedimentmächtigkeit von 1.2.-1.5 sec den Zweiweglaufzeit ersichtlich. Dies stimmt mit den Seismogrammen VE 1, VE 2 und RH 1 gut überein. Die Profile VE 1 und VE 2 zeigen im oberen Teil des Hanges sowie an der Schelfkante eine gleichmäßige, stufenweise Ablagerung vermutlich terrigener Sedimente, die vom Kontinentalschelf zugeliefert werden. Am unteren Teil des Hanges sind besonders bei VE 1 aufgewölbte Ablagerungsformen zu beobachten, die auf Wiederablagerung abgerutschter Sedimente schließen lassen. Ähnliche Beobachtungen werden auch von Eldholm et al. (1979) gemacht. Die Hangneigungen betragen $1,5^{\circ}$ - 2° am Fuße des Hanges. Hier findet man überhaupt die steilsten Abhänge des norwegischen Kontinentalhanges.

Die Profile VE 1 und VE 2 zeigen am Kontinentalhang mehrere listrische Flächen innerhalb der oberflächennahen Sedimentation. Diese geben zusammen mit der Bodentopographie Hinweise auf ausgedehnte Hangrutschungen der känozoischen Ablagerungen. Ferner sind einige Abrißstellen der rezenten Sedimente deutlich zu erkennen, die Rückschlüsse auf Rutschungen auch in jüngster Zeit erlauben. Infolge Hangrutschungen ist die Kontinuität der stratigraphischen Abfolgen am Kontinentalrand stark beeinträchtigt. Neben einigen Reflektoren, die über größere Entfernungen verfolgt werden können, sind viele lokal begrenzte Schichtgrenzen erkennbar. Am Fuße des Hanges unterhalb söhliger Ablagerungen ist das akustische Basement an einigen Stellen gut zu erkennen. Nach Eldholm et al. (1984) handelt es sich in der Lofoten-Vesteraalen Region um Lavaergüsse des frühen Eozäns. Mutter (1984 b) spricht diesen Horizont, der durch starke Diffraktionen gekennzeichnet ist, als Basalte des späten Paläozäns an. Diese sind in allen Seismogrammen durch starke Blockverwerfungen gekennzeichnet, die vermutlich aus einer Phase der Riftbildung kontinentaler Kruste zu Beginn der Öffnung des Nordatlantiks herrühren.

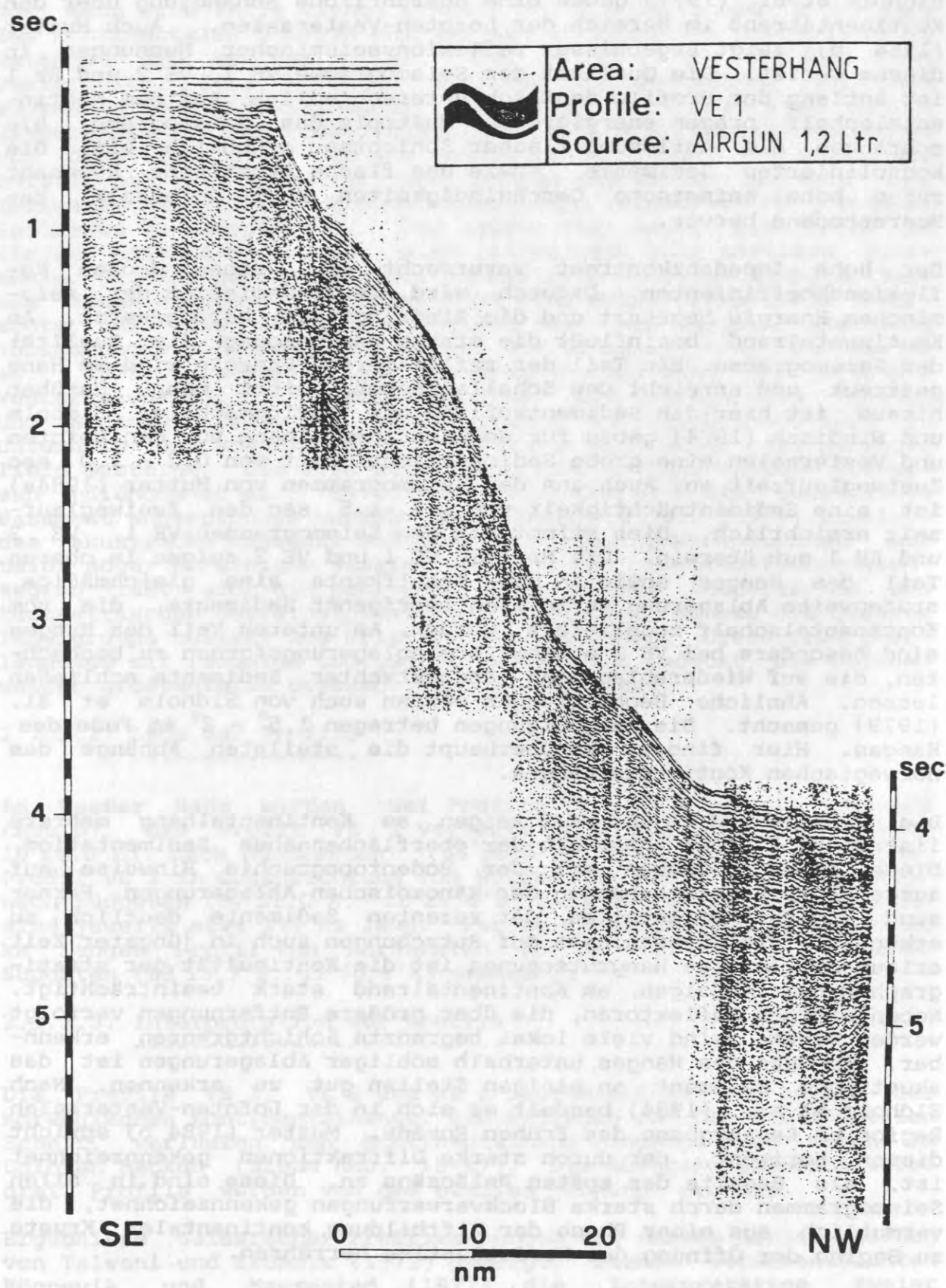


Abb. 15: Seismisches Profil VE 1

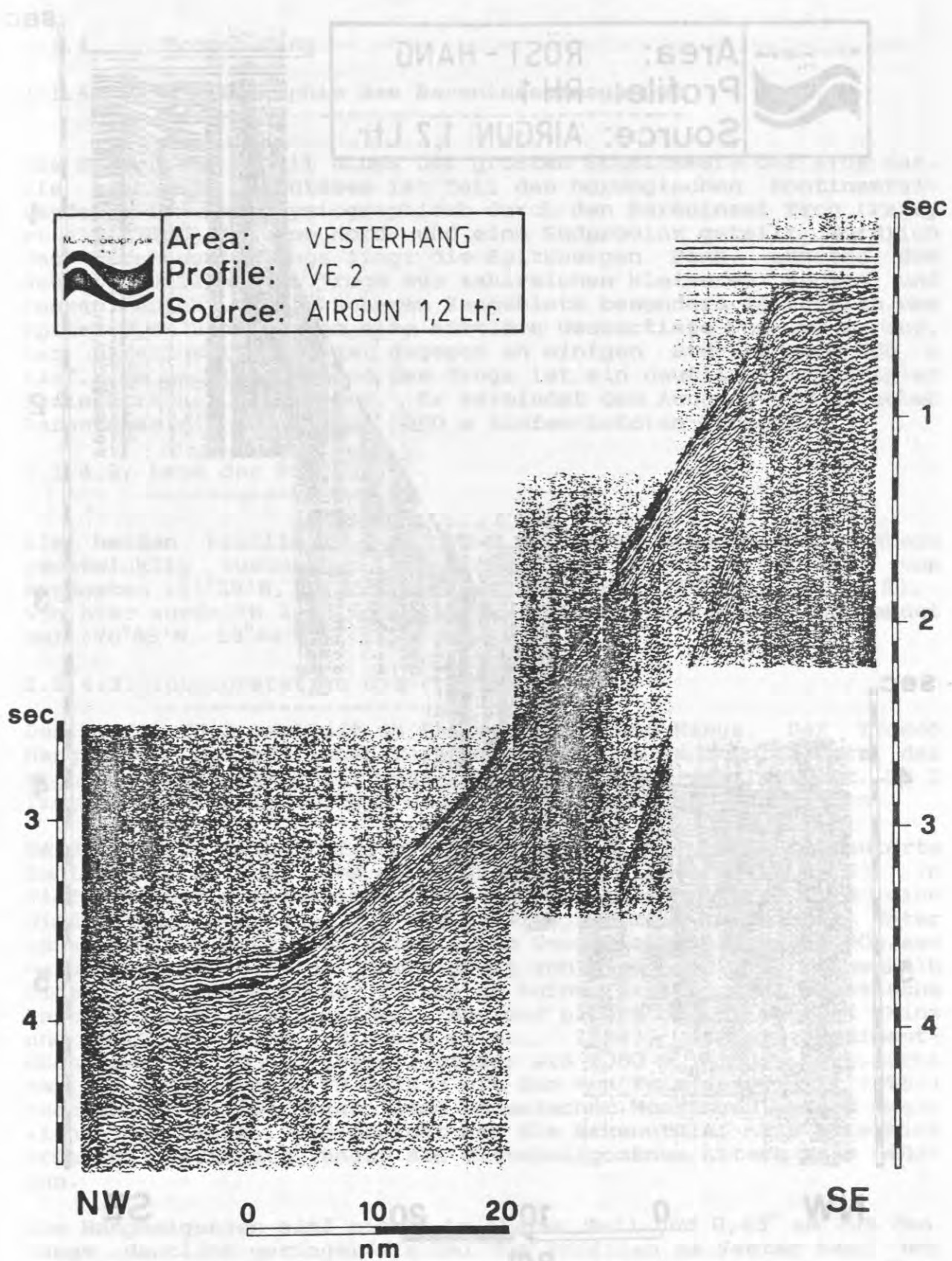



Abb. 16: Seismisches Profil VE 2


Area: RÖST - HANG
Profile: RH 1
Source: AIRGUN 1,2 Ltr.

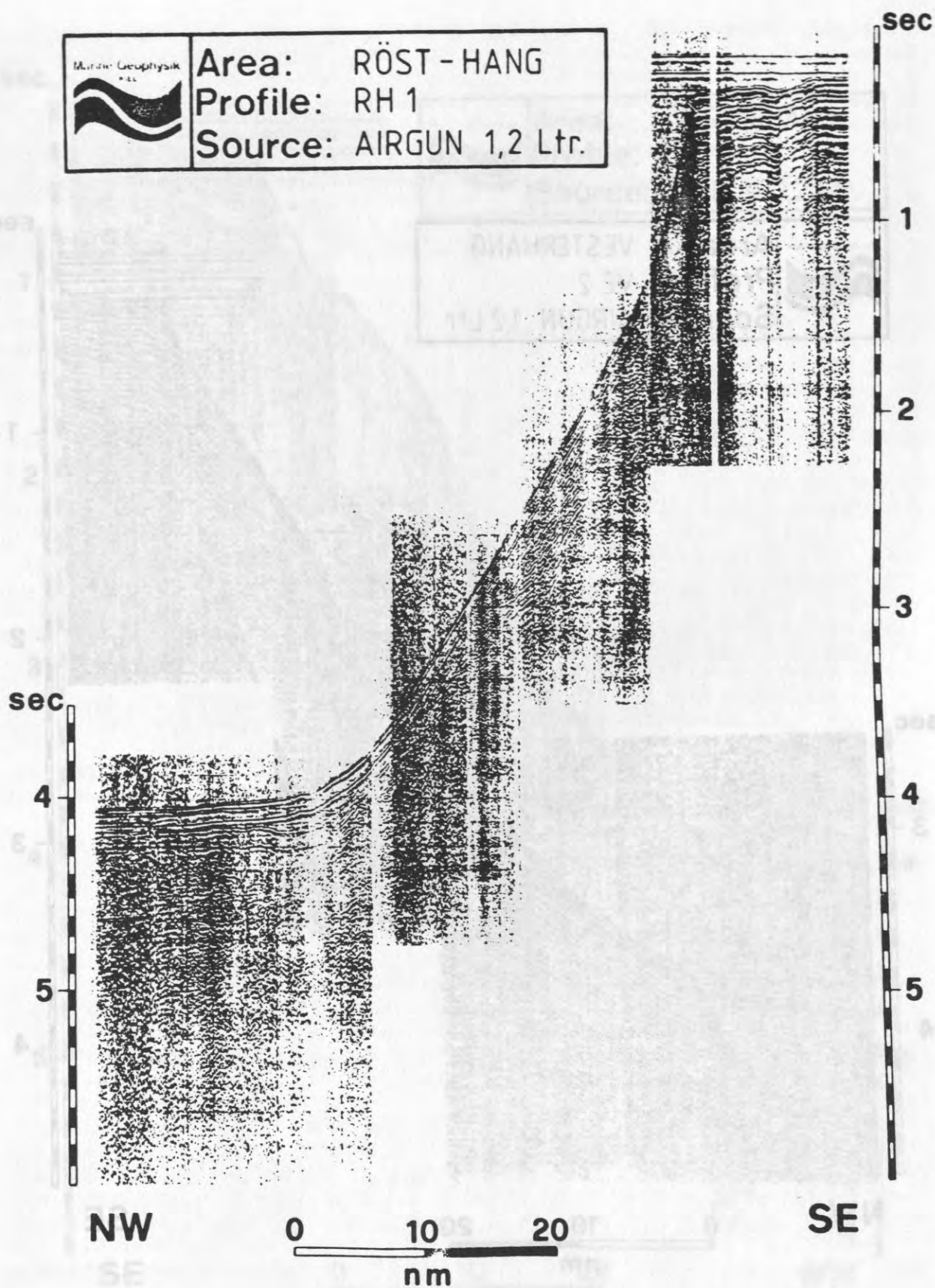


Abb. 17: Seismisches Profil RH 1

2.1.4. Tromsø Hang

2.1.4.1. Physiographie des Barentsseeausganges

Die Barentssee stellt eines der größten Schelfmeere der Erde dar. Die westliche Barentssee ist Teil des norwegischen Kontinentalrandes. Sie wird physiographisch durch den Bäreninsel Trog (Perry et al., 1980) in eine Nord- und eine Südprovinz geteilt. Nördlich des Bäreninsel Trogs liegt die Spitzbergen Bank, während das Gebiet südlich des Trogs aus zahlreichen kleineren Rücken und Senken besteht. Die flacheren Seegebiete besonders im Bereich der Spitzbergen Bank weisen eine mittlere Wassertiefe von 100 m auf. Der Bäreninsel Trog ist dagegen an einigen Stellen 400-500 m tief. Am westlichen Rand des Trogs ist ein deutlich ausgeprägter Sedimentfächer erkennbar. Er verbindet den Ausgang der flachen Barentssee mit dem bis zu 3000 m tiefen Lofoten Becken.

2.1.4.2. Lage der Profile

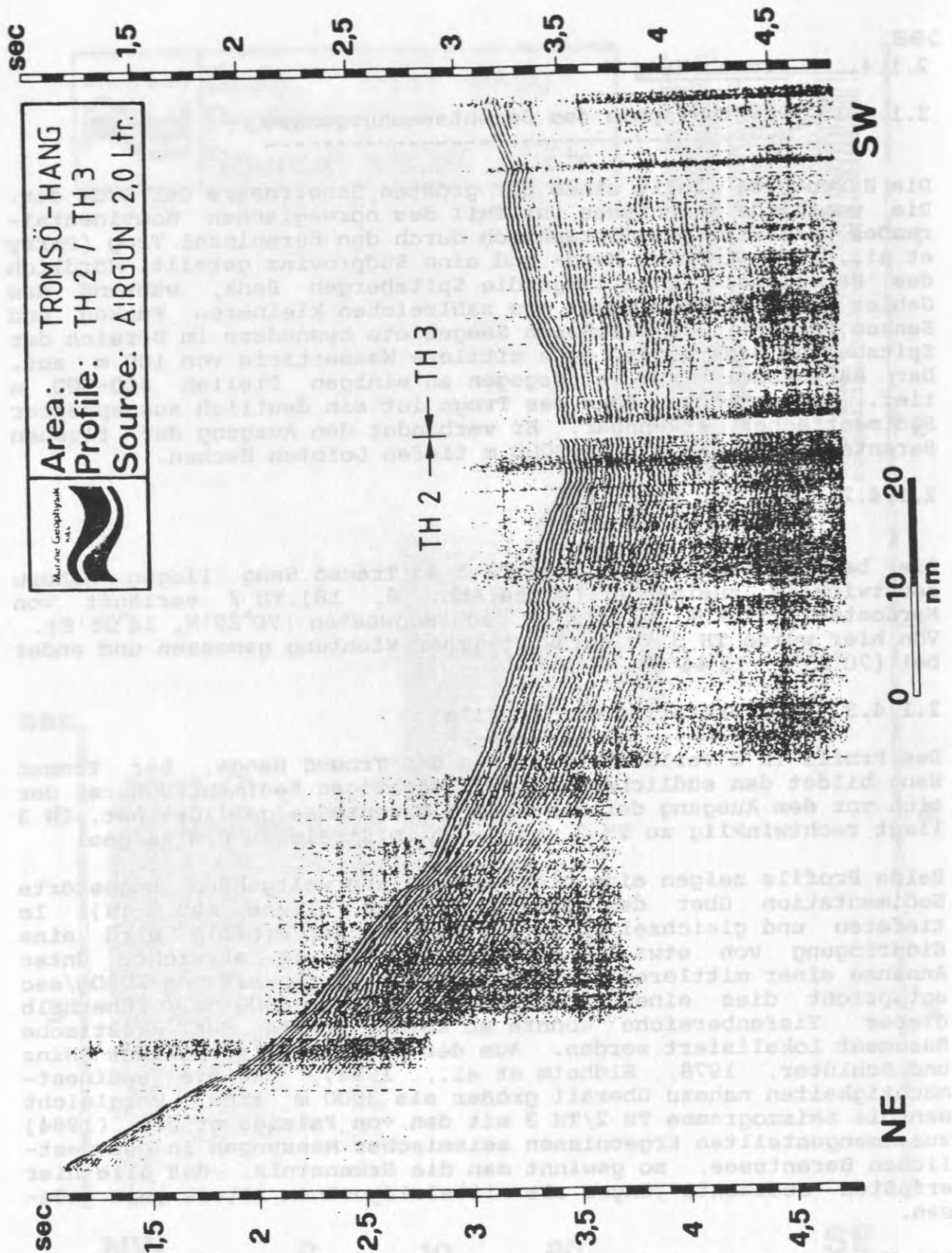
Die beiden Profile TH 2 und TH 3 am Tromsø Hang liegen nahezu rechtwinklig zueinander (siehe Abb. 8, 18). TH 2 verläuft von Nordosten ($71^{\circ}29'N$, $16^{\circ}55,2'E$) nach Südwesten ($70^{\circ}29'N$, $14^{\circ}05'E$). Von hier wurde TH 3 in nordwestlicher Richtung gemessen und endet bei ($70^{\circ}53'N$, $13^{\circ}44'E$).

2.1.4.3. Interpretation der Profile

Das Profil TH 2 verläuft im Fallen des Tromsø Hangs. Der Tromsø Hang bildet den südlichen Teil des mächtigen Sedimentfächers, der sich vor dem Ausgang der westlichen Barentssee gebildet hat. TH 3 liegt rechtwinklig zu TH 2 und damit im Streichen des Hanges.

Beide Profile zeigen eine gleichmäßige und weitgehend ungestörte Sedimentation über den gesamten Bereich (siehe Abb. 18). Im tieferen und gleichzeitig flacheren Teil der Profile wird eine Eindringung von etwa 1.5 sec Zweiweglaufzeit erreicht. Unter Annahme einer mittleren seismischen Geschwindigkeit von 2000m/sec entspricht dies einer Mächtigkeit von etwa 1500 m. Innerhalb dieses Tiefenbereichs konnte an keiner Stelle das akustische Basement lokalisiert werden. Aus der Literatur ist bekannt (Hinz und Schlüter, 1978, Eldholm et al., 1984), daß die Sedimentmächtigkeiten nahezu überall größer als 2000 m sind. Vergleicht man die Seismogramme TH 2/TH 3 mit den von Faleide et al. (1984) zusammengestellten Ergebnissen seismischer Messungen in der westlichen Barentssee, so gewinnt man die Erkenntnis, daß alle hier erfaßten Sedimente jünger als mitteloligozänen Alters sein müssen.

Die Hangneigungen sind mit 2° im oberen Teil und $0,45^{\circ}$ am Fuß des Hangs deutlich geringer als bei den Profilen am Vester Hang und Röst Hang. Dieser Umstand begünstigt die ruhige und ungestörte Ablagerung der Sedimente. Ursprungsort dieser Sedimente dürfte ausnahmslos das Schelfgebiet der westlichen Barentssee sein.



Area: TROMSÖ - HANG
 Profile: TH 2 / TH 3
 Source: AIRGUN 2,0 Ltr.

Abb. 18: Seismische Profile TH 2/ TH 3

2. 2. Oberflächennahe Sedimentverteilung und Morphologie

2. 2. 1. Schelf

Morphologische Gliederung

Der betrachtete Schelfabschnitt zwischen Vöring Plateau und den mittleren Lofoten ist durch folgende morphologische Züge gekennzeichnet (Abb. 4): Der südliche Teil wird von der breiten Senke des Traenadjupet durchzogen, die als ehemaliges Gletschertal ihren Ausgang im Vestfjorden nimmt und im äußeren Schelfbereich Wassertiefen bis über 400 m erreicht. Auch südlich davon und im unmittelbar nördlich an seine "Mündung" anschließenden Abschnitt liegt der äußere Schelf mit Wassertiefen zwischen 300 und 400 m verhältnismäßig tief, die Schelfkante bei ca. 400 m. Die flachsten Gebiete werden dort im äußeren Schelfgebiet mit ca. 200 m bei der Gamlebanken, im mittleren Abschnitt bei der Traenabanken mit ca. 200 m erreicht. Nördlich des Traenadjupet ist der äußere Schelf viel flacher. Er wird nach Osten begrenzt durch die Lofoten, die aus einem Sockel von 100 bis 150 m Wassertiefe aufsteigen und den Schelf insgesamt etwa in Längsrichtung "halbieren". Die Schelfkante liegt bei 200 m oder, in einzelnen hangparallelen Rücken, die genetisch mit der äußersten Endmoräne in Verbindung gebracht werden, bei 150 bis 125 m. Im Gegensatz zum südlichen Gebiet ist sie dort sehr scharf ausgebildet. Die beiden je ca. 1000 km großen Senken des Vester- und Kvalnesdjupet erreichen Wassertiefen von 290 bzw. 250 m, sind also noch wesentlich flacher als die Traenadjupet und der südlich anschließende Schelfabschnitt.

Sedimentverteilung

Grundzüge der Sedimentverteilung des sehr breiten norwegischen Schelfs sind durch neuere Untersuchungen bekannt geworden, durch Holtedahl & Bjerkli (1982) in dem Abschnitt zwischen 62° und 65°N mit detaillierten Karten und Kernprofilen, nördlich der Lofoten durch Vorren et al. (1984). Übersichtskartierungen wurden ferner vom IKU/Trondheim durchgeführt. Hierzu gehören auch Verteilungskarten über die seit dem Einsatz des Seitensichtsonars bekannt gewordenen Eisberg-Pflugmarken, die dem norwegischen Schelf wie vielen anderen borealen Schelfgebieten ein sehr unruhiges Kleinrelief von Rücken und Furchen verleihen (Lien, 1981; Abb. 20 und 21). Dieses Relief ist gewöhnlich mit einem entsprechenden Wechsel des Sedimentationscharakters verknüpft, auf den Rücken findet sich grobes Material, in den Senken feinkörnige Sedimente. Diese Grundzüge der Sedimentverteilung lassen sich dadurch wie folgt kennzeichnen:

Im äußeren Schelfgebiet, d. h. etwa im äußeren Drittel herrschen im allgemeinen sandige oder gröbere Sedimente vor. Besonders entlang der Schelfkante findet sich vielerorts eine schmale Zone mit gutsortierten Sanden, deren Vorkommen auf erhöhte Strömungsgeschwindigkeiten im Zusammenhang mit besonderen Turbulenzbedingungen an der Schelfkante zurückzuführen ist.

Im weiteren Bereich des mittleren Schelfs trifft man dagegen meist siltig-sandige Sedimente von geringer Mächtigkeit im Wechsel mit groben Kiessedimenten an. Die gröberen Sedimente liegen dabei bevorzugt auf den Rücken des erwähnten Pflugmarken-Reliefs. Gelegentlich auftretende größere Senken wiederum zeigen teilweise, in dem von Holtedahl & Bjerkli (1982) untersuchten Abschnitt allerdings nur im inneren Schelfbereich, größere Holozän-Mächtigkeiten, während sie auf dem mittleren und äußeren Schelf sowie am (oberen) Kontinentalhang dort nur gering sind.

Die Auswahl der engeren Arbeitsgebiete für die Forschungsreise 100b in das Arbeitsgebiet mit FS "Poseidon" stützte sich auf die umfangreichen Schelfkartierungen des Instituts für Schelfuntersuchungen (IKU) in Trondheim. Während zweier Besuche in diesem Institut (J. Rumohr, F. Werner) konnten alle Original-Seismogramme der dortigen Vermessung vom Lofoten-Schelf mit Sparker, Boomer, Seitensichtsonar (aus den Jahren 1972 und 1982) eingesehen werden. Hierdurch ergab sich folgende regionale Gliederung:

- große Gebiete mit Eispflugmarken mit verschiedenen Graden nachträglicher Auffüllung bzw. Erosion.
- Gebiete mit Anzeichen von Sandtransport: Rippelfelder, Sandbänder, Kometen-Marken auf den Bänken des äußeren Schelf und westlich der äußeren Lofoten.
- Fleckige Gebiete mit hoher Reflektivität, die keine Eispflugmarken aufweisen (Erosions- und Restsedimentationsflächen).
- Gebiete mit durchgehender Sedimentbedeckung (Schelfsenken).

Die Ablagerungen in den drei Schelfsenken des Lofoten-Gebiets wurden mit einem 18-kHz-Sedimentecholot vermessen und mit Kastengreifer und Schwerelot beprobt.

Im Kvalnesdjupet (max. 240 m tief) liegen nach Sedimentechogrammen 7 m Sediment als transparent-homogene Schicht über einem Basisreflektor (Abb. 21b), der weiteres Eindringen verhindert. Die gezogenen Sedimentkerne - auf zwei Positionen über 5 m lang - ergaben bis zur Basis einheitlich feinkörniges Sediment mit geringem Sandgehalt (s.u.). Da am gesamten norwegischen Kontinentalrand Sedimente des letzten Glazial "Dropstones" enthalten, kann das Fehlen solcher Grobkomponenten in diesen Kernen bereits als Kriterium für die Einstufung als Postglazial und Holozän verwendet werden.

Im Vesterdjupet (290 m tief) sind die Mächtigkeiten etwas geringer. In der Senke des Traenadjupet ergaben unsere Kerne sehr geringe Mächtigkeiten der holozänen Sedimentauflage (s. u.). Obwohl es sich hier nur um wenige Proben in einem sehr großen Gebiet handelt, lassen die gefahrenen Kurse mit dem 18-kHz-Echolot darauf schließen, daß sie eine typische Situation repräsentieren, d.h. daß die holozänen Sedimentmächtigkeiten in der äußeren Hälfte des Schelfes kaum wesentlich höher sein dürften. Auch diese Verhältnisse scheinen denen im Troendelag-Schelf ähnlich zu sein, wo im morphologisch vergleichbaren Egga-Becken ähnliche Sedimentmächtigkeiten vorliegen (Holtedahl und Bjerkli, 1982).

Im mittleren Schelfbereich scheint die Sedimentbedeckung nach unseren Kastengreiferproben vom Traenabanken-Gebiet ähnlich dem Haltenbanken-Gebiet (Holtedahl und Bjerkli, 1982) aus geringmächtigen sandigen Schlicksedimenten bestehen. Auch hier ist das Bodenrelief völlig durch Eisbergpflugmarken geprägt. Seine Amplituden liegen bei ca. 5 m (s.a. Lien, 1983).

Die auf der "POSEIDON"-Reise Nr. 100 aufgenommenen Profile mit dem Hochauflösungs-Seitensichtsonar ergaben einen, gegenüber früheren Aufnahmen, besseren Einblick in die Sedimentverteilung und die kleinemorphologische Ausbildung der Sedimentoberfläche. Alle Profile wurden im Bereich von Eispflugmarken gefahren. Die Rippen zwischen den Furchen zeigen dabei in kleinen Details die Belegung mit groben Restsedimenten, die in der Größe häufig bis zu Durchmessern von 50 - 100 cm reichen (vgl. Beispiele in Abb. 19 - 23). Auch wo das Relief durch Verfüllung der Furchen nahezu oder vollständig eingeebnet ist, stehen diese groben Sedimente noch an der Oberfläche an (Abb. 22), was die Wechselwirkung starker Strömungen mit dem Relief anzeigt. In den auf dem äußeren Schelf nordwestlich des Kvalnesdjupet (Abb. 4) aufgenommenen Profilen treten in den Sedimenten der Furchen Großrippeln mit kleinen Wellenlängen (5-15 m) auf, die in Sonaraufnahmen mit großer horizontaler Reichweite nicht zu erkennen sind (Abb. 20, 21). Im Übergangsbereich zwischen den geschlossenen Restsedimentdecken und der Sedimentfüllung der Furchen, also an der Böschung der Eispflugmarken, sind Kometenmarken als Strömungsanzeiger (Werner et al., 1983) zu beobachten (Abb. 20). Daraus kann eine NNE gerichtete, also schelfrandparallele Strömungsrichtung abgeleitet werden.

Die der Probennahme vorausgehende Sidescan- und Sedimentecholotvermessung erfaßte dieses Relief. Bei der Probenentnahme im Bereich der Traenabanken (Abb. 4) wurde darauf geachtet, nach Möglichkeit je vom Trog und vom Rücken Proben zu erhalten. Hierbei zeichnete sich trotz der wenigen Proben ab, daß auch auf den Rücken wesentliche Siltanteile beigemischt sind, obwohl hier grobe Komponenten bis zur Blockgröße typisch sind. Die Verteilung der Grobkomponenten relativ zu dem Pflugmarkenrelief geht aus den sonographischen Aufnahmen hervor (Abb. 20).

Das Gebiet des äußeren Schelfs vor dem Traenadjupet und den Lofoten, außerhalb der untersuchten Senken wurde nur am Rande derselben beprobt. Danach dürfte es sich hier weitgehend um gröbere, nicht mehr pelitische Sedimente handeln. Die Sonographie zeigt wiederum Stein- und Blockkomponenten auf dem Rücken, während in den Rinnen Sande vorliegen.

2.2.2. Kontinentalhang

Relief und Sedimentverteilung sind auf dem norwegischen Kontinentalhang nur in groben Zügen, im Detail jedoch wenig bekannt. Die Karte mit Auswertung des Echocharakters von Damuth (1978) für das gesamte Europäische Nordmeer gibt einen guten Eindruck davon, wie wenig im Detail aus unserem Arbeitsgebiet bekannt ist (Abb. 24). Es muß zudem betont werden, daß die Damuth'schen Kartierungskategorien einen rein deskriptiven Charakter haben, die sich selten mit bestimmten Sedimentationsprozessen bzw. -verhältnissen decken dürften. Die Differenzierung

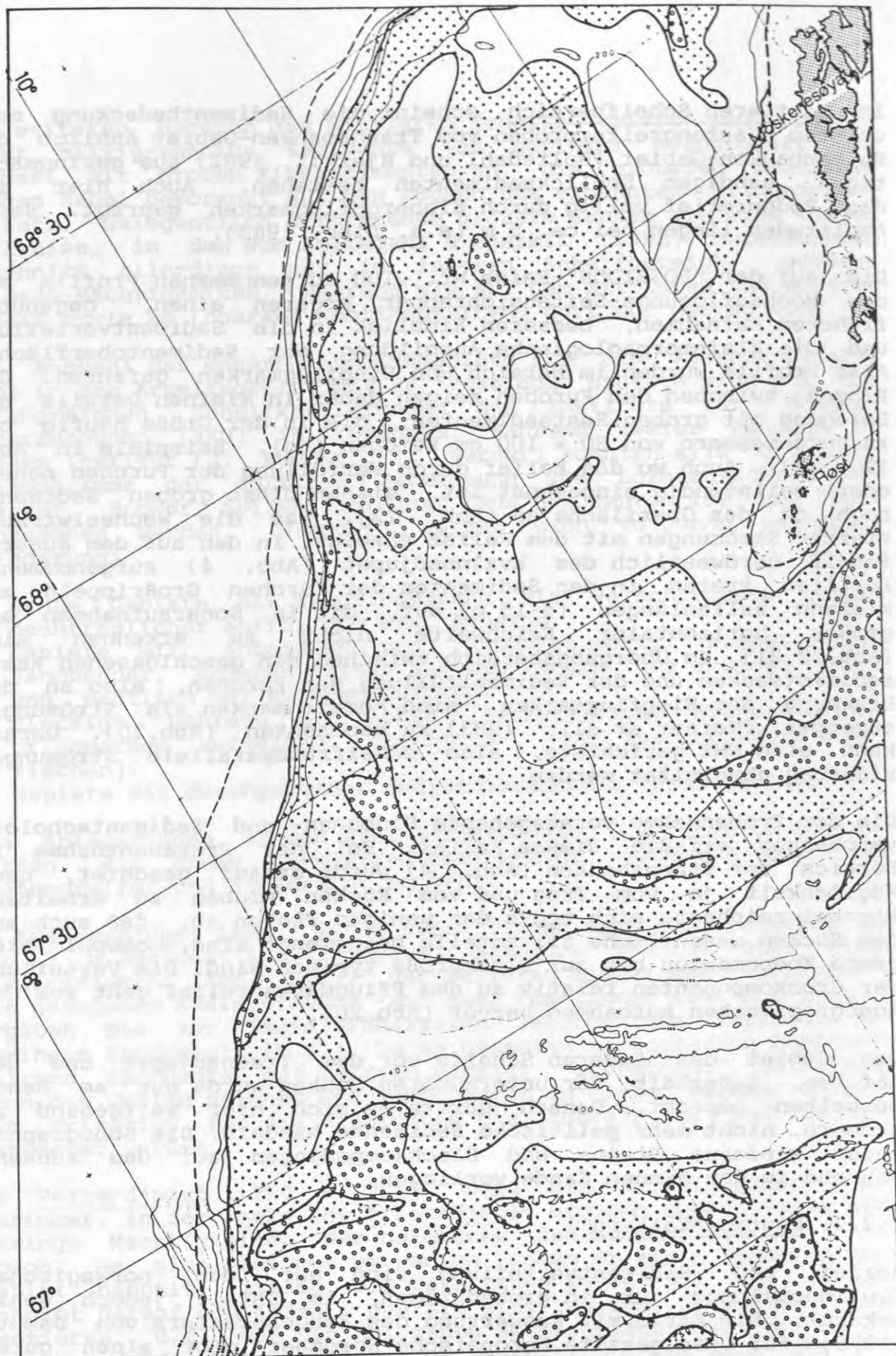


Abb. 19: Karte der Verbreitung von Eisbergpflugmarken nach Lien (1983) im Untersuchungsgebiet Lofotenschelf. Punkt-raster: Mittlere Amplitude max. 5 m; Hohlkreise: >5 m.

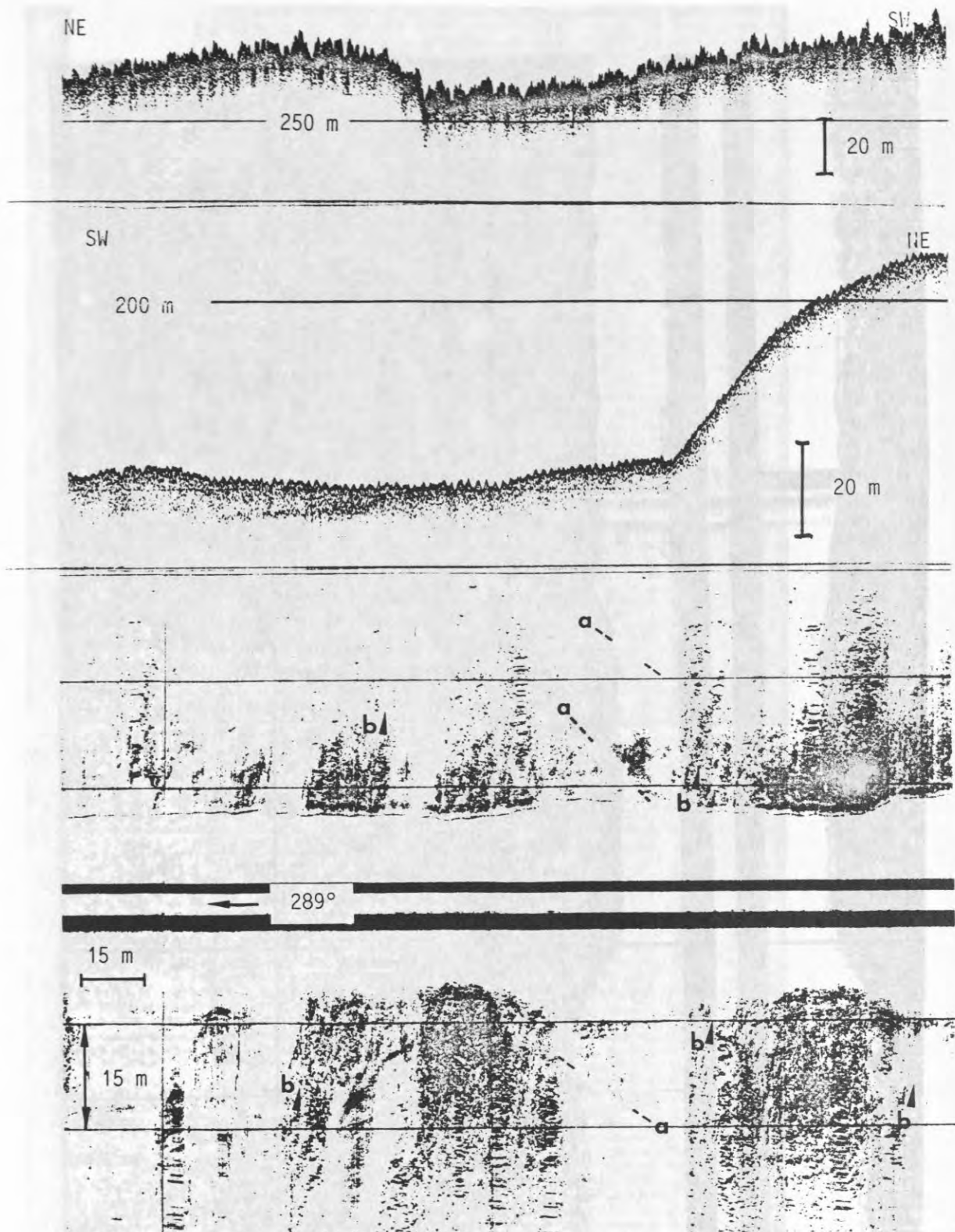


Abb.20: a) Dichtes Eisbergpflugmarkenrelief im Echogramm, Gebiet nördlich des Traenadjupet.
 b) Junge Weichselsedimentauflage über glazialen Basisreflektor im 18 kHz-Sedimentechogramm, Kvalnesdjupet. Die asymmetrische Füllung zeigt Strömungseffekte an.
 c) Hochauflösungs-Sonographie von Eisbergpflugmarken mit teilweise verfülltem Relief, grobem Restsediment auf dem Rücken, Strömungsmarken und Großrippeln (a=Kämme von schwach ausgebildeten Großrippeln, b=Kometenmarken, Pfeile in Strömungsrichtung). Profil 2172, NW Kvalnesdjupet (Abb. 4).

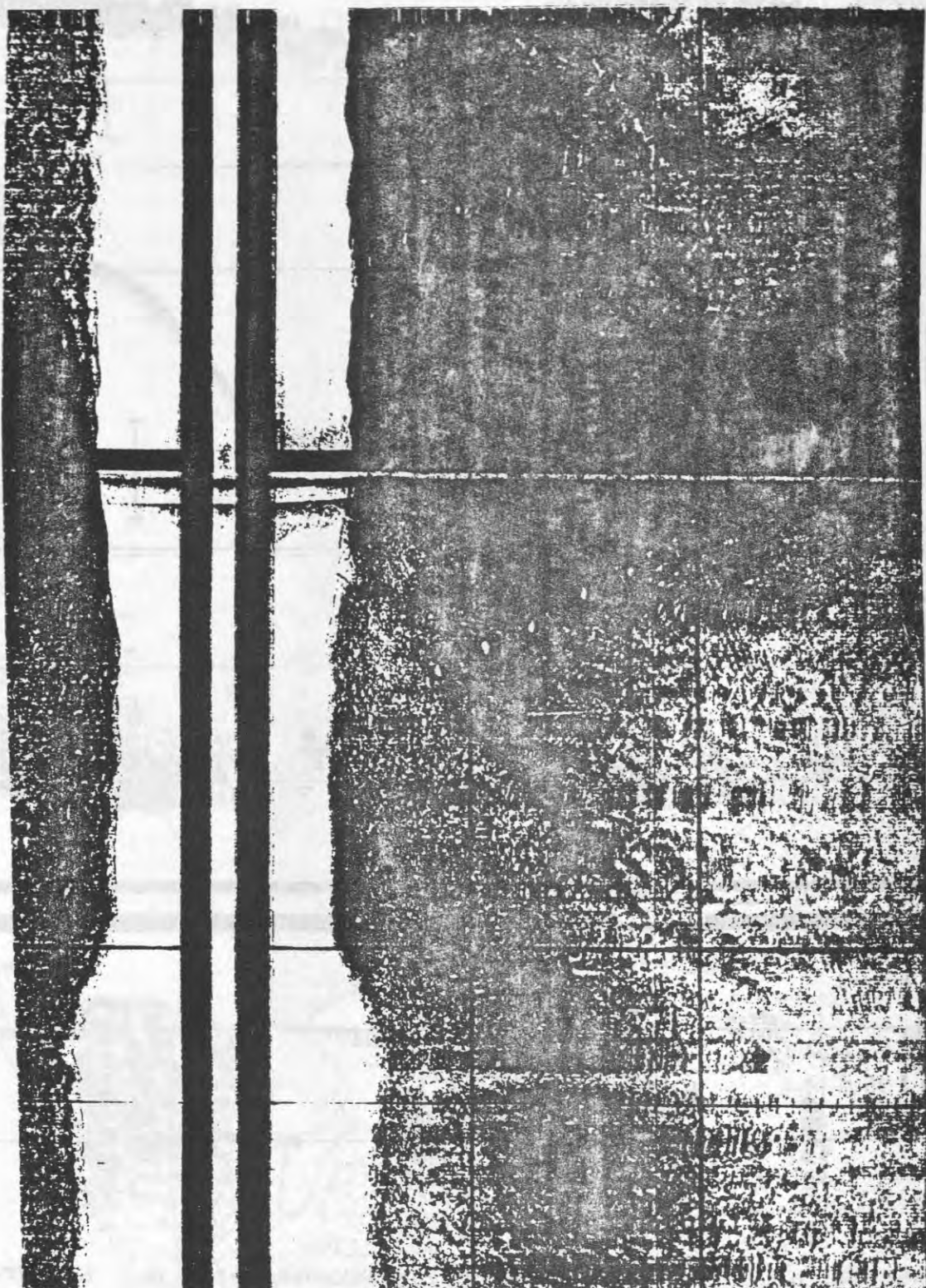


Abb. 21: Hochauflösungssonographie von Eisbergflugmarken auf dem Lofotenschelf (Profil 2173, nördl. Kvalnesdjupet, Abb.4). Auf den Rücken dichte Restsedimentbedeckung, in den Tälern Großrippelfelder (kleine Formen, ca. 5 m Wellenlänge).

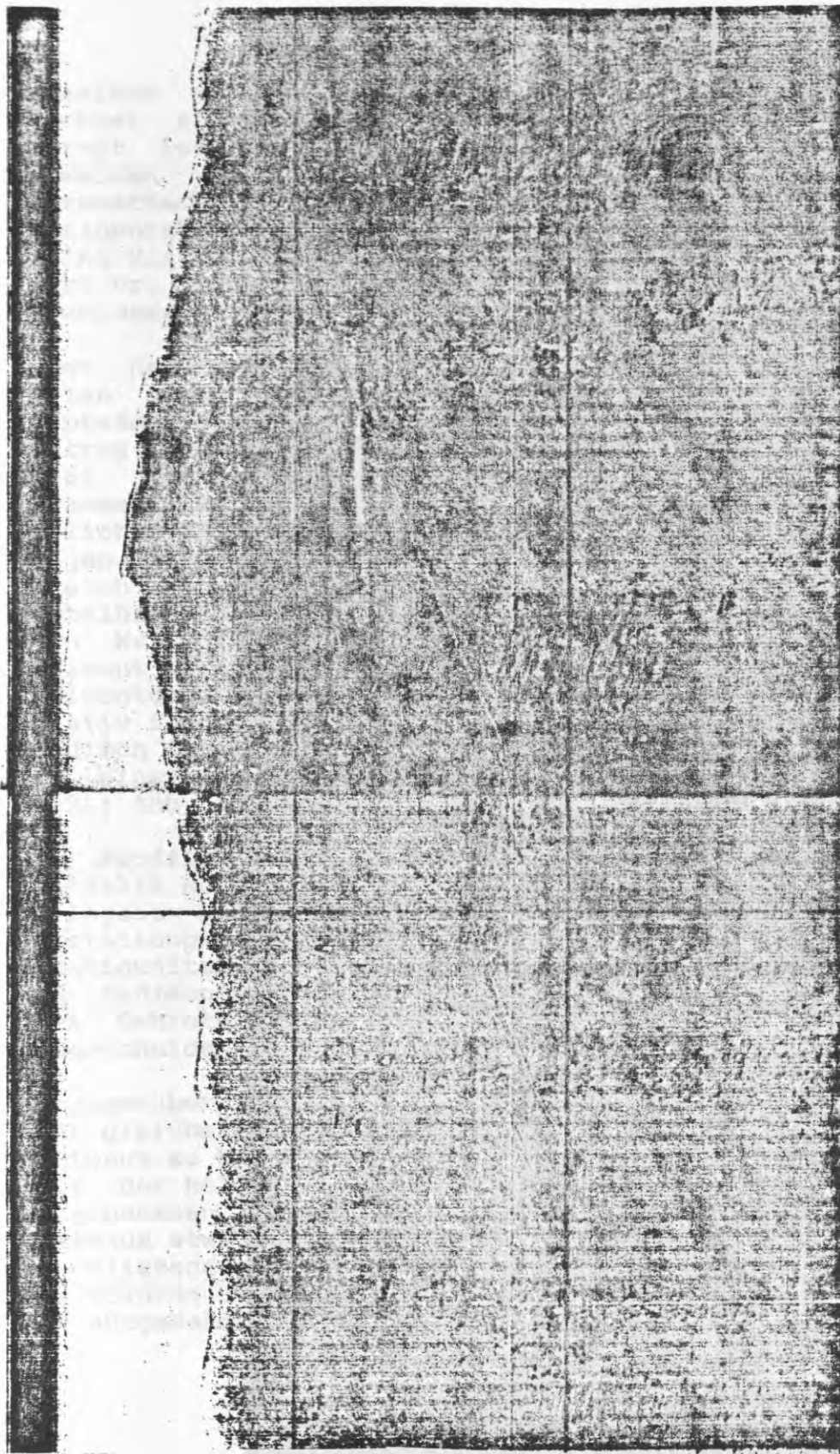


Abb. 22: Hochauflösungssonographie von Eisbergpflugmarken auf dem Lofotenschelf (Profil 2174, südlich des Vesterdjupet). Die Furchen sind vollständig verfüllt.

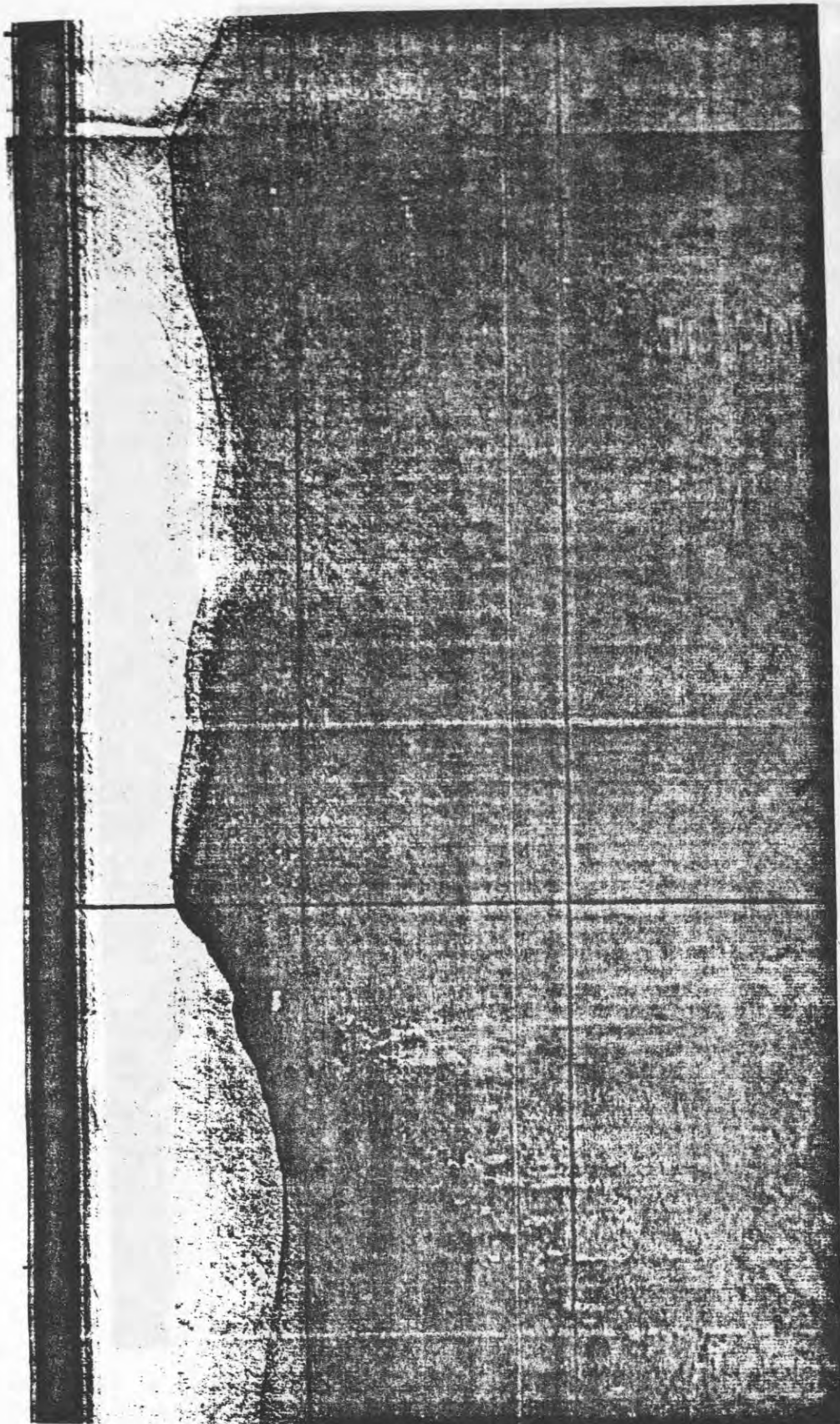


Abb. 23: Hochauflösungssonographie von Eisbergpflugmarken vom mittleren Schelf (Negativ, dadurch Schattenwirkung von Blöcken plastischer), Traenabanken (Profil 2175, Abb. 4).

derselben am norwegischen Kontinentalhang mit Rutschungen etc. zeichnet sich z. B. nicht ab, was aber bereits maßstäblich bedingt ist. Für die Auswahl bestimmter Arbeitsgebiete zu den einzelnen Fragestellungen unseres Projekts waren deshalb systematische Untersuchungen erforderlich. Für den oberen Kontinentalhang erfolgten diese, wenigstens im Abschnitt zwischen Vöring Plateau und Lofoten, übersichtsmäßig auf der "POSEIDON"-Fahrt Nr. 100 b für den tieferen Hang und den Abschnitt bis zur Barentssee auf den beiden Fahrten mit PFVS "POLARSTERN".

Einer der auffallendsten Züge der Sedimentechogramme ist das Fehlen einer jungen Sedimentbedeckung in weiten Abschnitten, hauptsächlich am oberen Kontinentalrand, obwohl der Sedimenteintrag hauptsächlich vom Kontinent her erfolgt (Thiede et al., 1986). Zum Teil hängt dies mit der Verbreitung von Rutschmassen zusammen, z. T. jedoch auch mit der Sedimentlieferung und den örtlichen Strömungsbedingungen. Die höchsten Mächtigkeiten der jungen Sedimentdecke wurden am mittleren und unteren Hang im Bereich des Abfalls zum Vöring Plateau vorgefunden, d.h. unmittelbar südlich der "Mündung" des Traena-Tiefs. Der Sedimentkern Nr. GIK 16331 (Abb.4) erbrachte über 5 m sehr homogenes Sediment vermutlich holozänen Alters. Seine Untergrenze kann im Sedimentecholot verfolgt werden (Abb.4). Der Hang ist dort relativ flach geneigt und topographisch ungegliedert. Unmittelbar nördlich daran schließt jedoch bereits eine Zone mit Rutschmassen und einer nur geringmächtigen Holozänauflage an (Kern Nr. GIK 16328; Abb. 4).

Die Profilschnitte weiter nördlich bis zu den Lofoten ergaben ebenfalls Rutschungen und/oder geringmächtige holozäne Sedimentauflagen. Dies geht einher mit einer nach Norden zunehmenden Versteilung des Hanggradienten. Nach der Verbreitung von Holozänmächtigkeiten und Rutschungen soweit sie unseren Sedimentkernen und Sedimentechogrammen zu entnehmen sind, lassen sich grob drei Gebiete mit verschiedenem Charakter der Sedimentbedeckung unterscheiden.

Demgegenüber stehen die hemipelagischen Sedimentabfolgen, die in sehr gleichmäßiger Verteilung (Abb. 11, 13) im Gebiet des Vöring Plateaus zu beobachten sind. Eine Zone mit sehr geringer Mächtigkeit der holozänen Sedimentbedeckung und weiter Verbreitung von Rutschmassen nimmt besonders der Raum nordöstlich des Vöring Plateaus etwa bis zur Höhe von Tromsø ein, während das nördlich anschließende Gebiet größere Mächtigkeiten der jungen (nicht nur das Holozän umfassende) Sedimentdecke, jedoch wiederum im Wechsel mit ausgedehnten Rutschmassen, aufweist.

Abb. 24: Karte des Sedimentechogramms von Europäischen Nordmeer aus (1978)

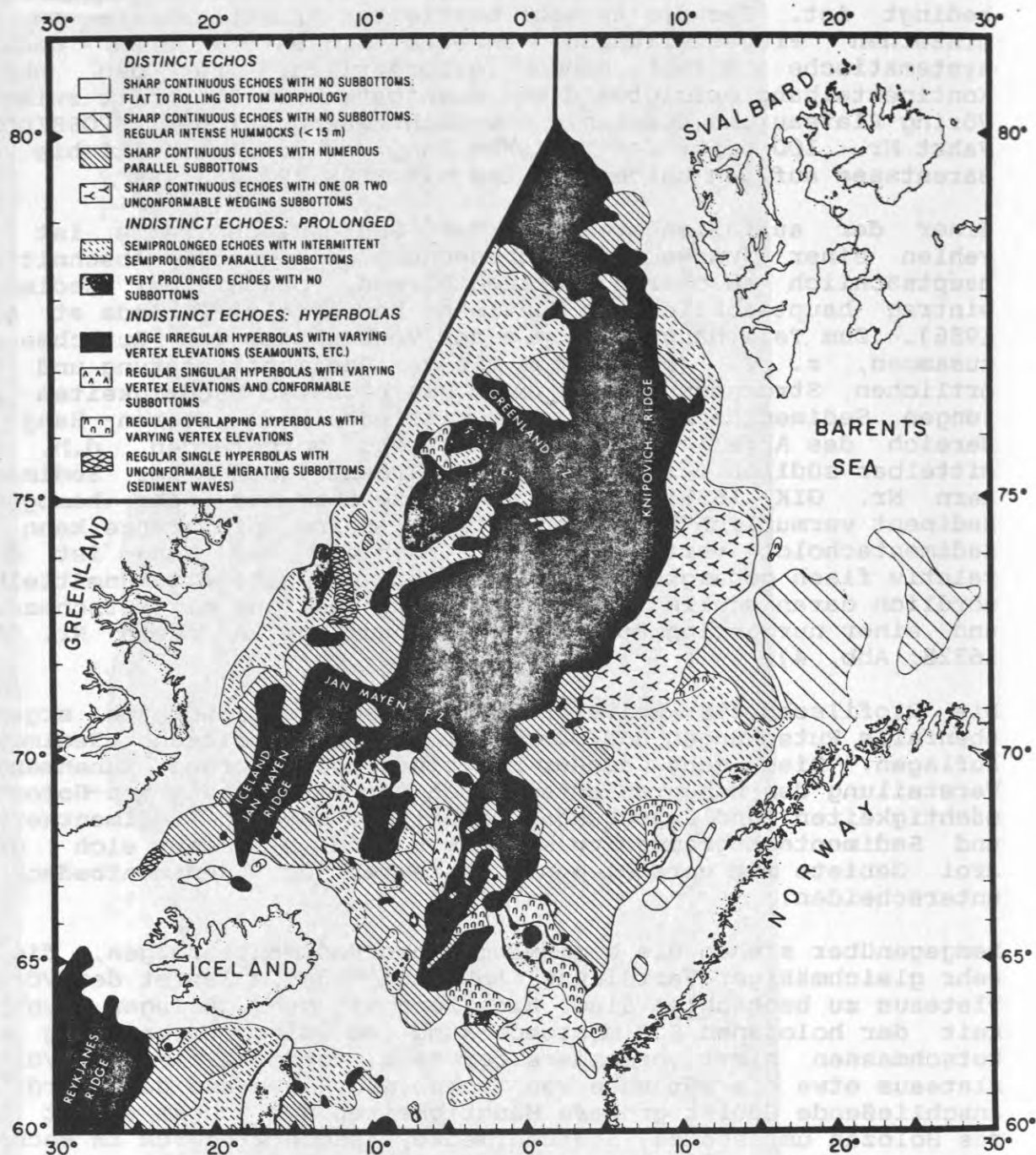


Abb.24: Karte des Echocharakters nach 3,5 kHz-Sedimentechogrammen vom Europäischen Nordmeer aus (Damuth (1978)).

Während der POLARSTERN Expeditionen im Rahmen der Pilotstudie sind in eng begrenzten Gebieten SEABEAM-Vermessungen durchgeführt worden, um eine Idee von der morphologischen Rauigkeit des Meeresbodens zu bekommen. Die prozessierten Daten eines Teiles dieser Vermessungen sind in den Abb. 25 a-d dargestellt. Das Beispiel von Kontinentalhang vor der SW Barentssee (Abb. 25 a) gibt einen lebhaften Eindruck von seiner Zerschneidung durch hangabwärts gerichtete Massenbewegungen oder Erosionsformen, die diesen Kontinentalhang zerschneiden. Demgegenüber sind die Meßgebiete auf dem Vöring Plateau zwar ebenfalls durch ein deutlich ausgeprägtes Kleinrelief gekennzeichnet, auf dem sich trotzdem größere Flächen einer offensichtlich ungestörten Morphologie erkennen lassen (Abb. 25 b-d). Vermessungen dieser Art werden eine wichtige Voraussetzung für das Aufsuchen von Gebieten völlig ungestörter pelagisch-hemipelagischer Sedimentation darstellen; sie können z. Zt. nur mit den Forschungsschiffen POLARSTERN und neue METEOR durchgeführt werden (die SONNE ist durch ihre Aufgaben im Indik und Pazifik gebunden).

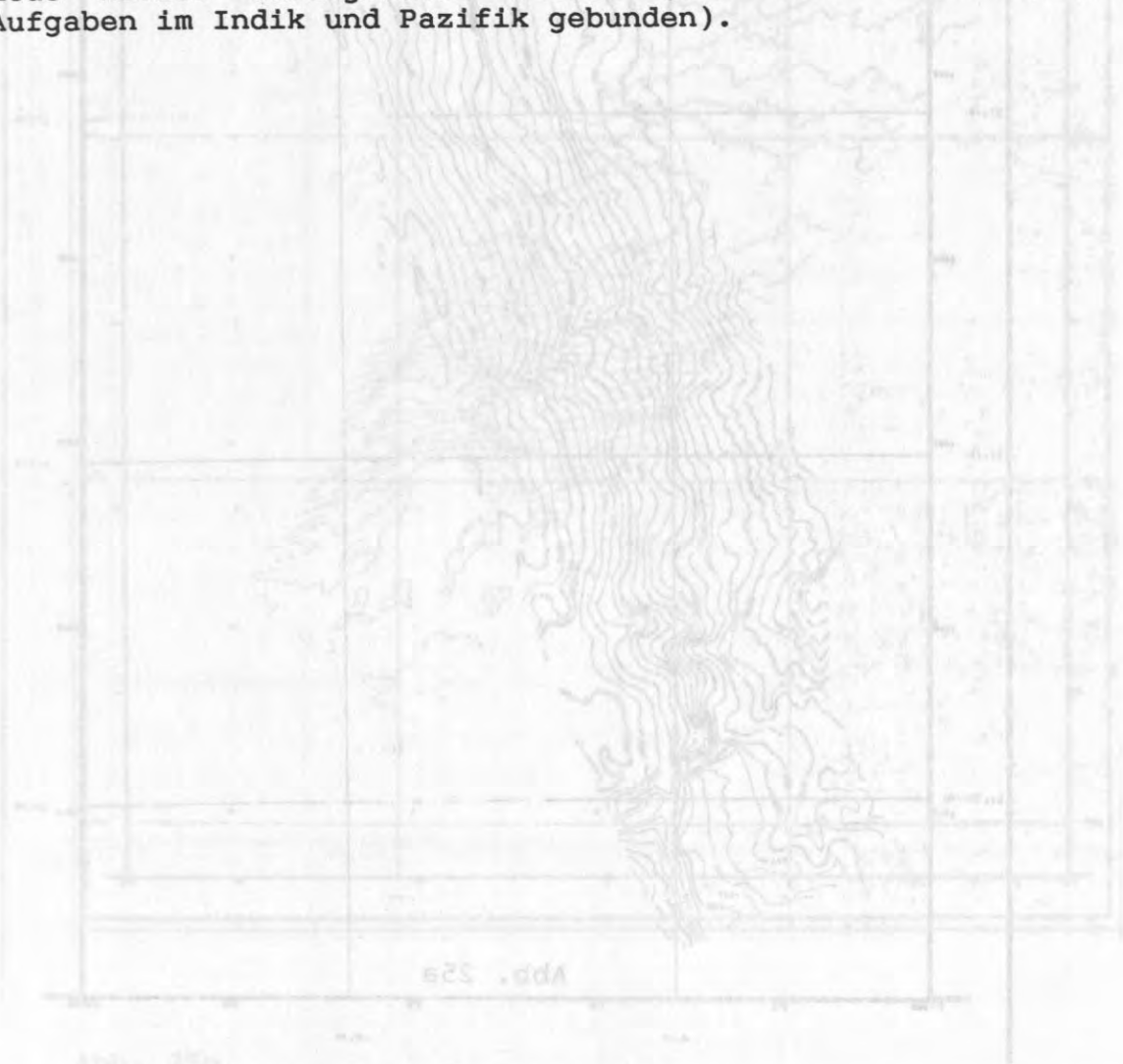


Abb. 25: Beispiele detaillierter morphologischer Vermessungen von Teilgebieten des äußeren Kontinentalhangs vor Norwegen. a. Kontinentalhang vor der südlichen Barentssee. b-d. Vermessungsgebiete auf dem Vöringplateau. Für genaue geographische Positionen etc. s. Anhang 2. 1984 a.

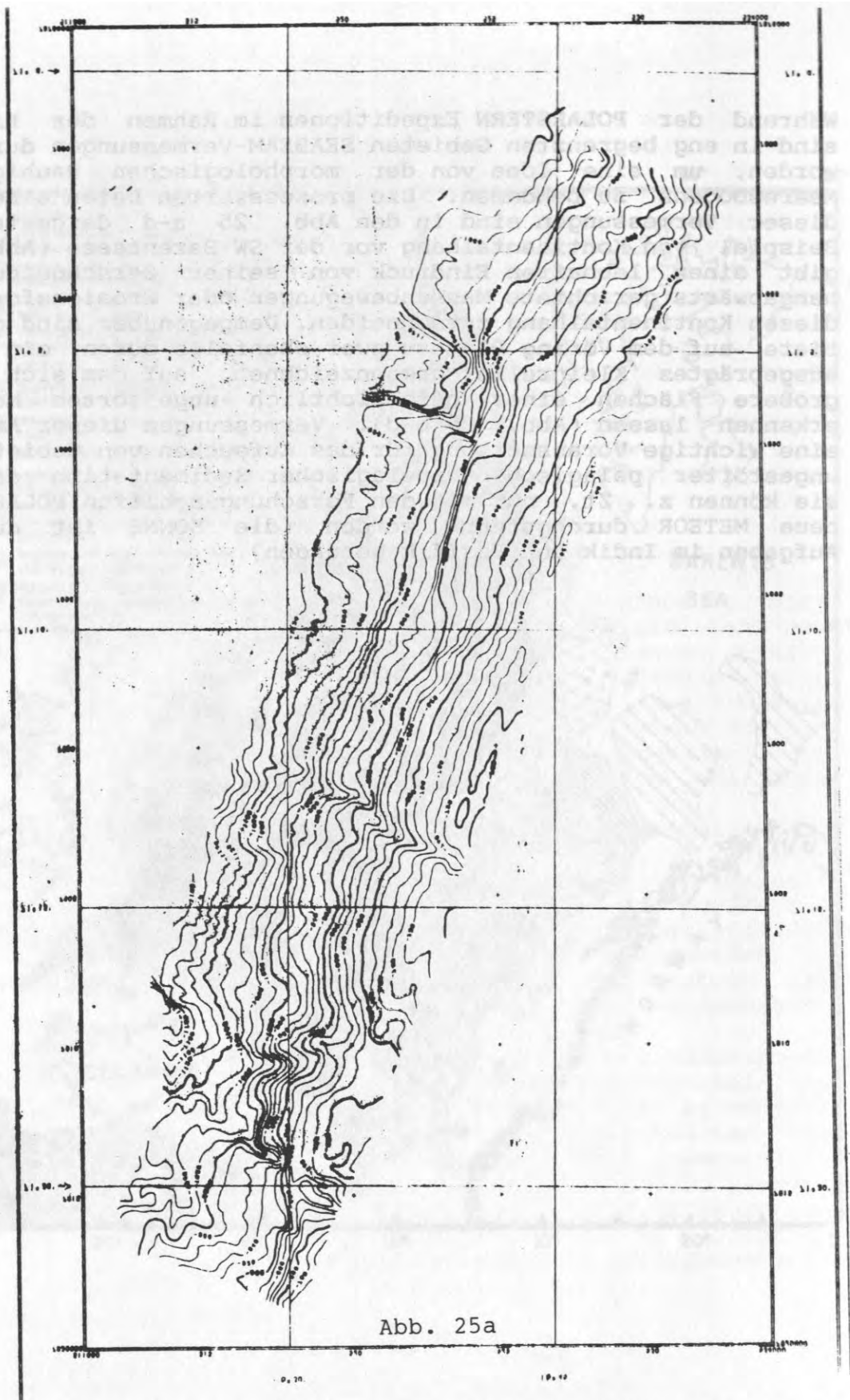


Abb. 25: Beispiele detaillierter morphologischer Vermessungen von Teilgebieten des äußeren Kontinentalrandes vor Norwegen.
a. Kontinentalrand vor der südlichen Barentssee.
b - d. Vermessungsgebiete auf dem Vöringplateau. Für genaue geographische Positionen etc. s. Augstein et al., 1984 a.

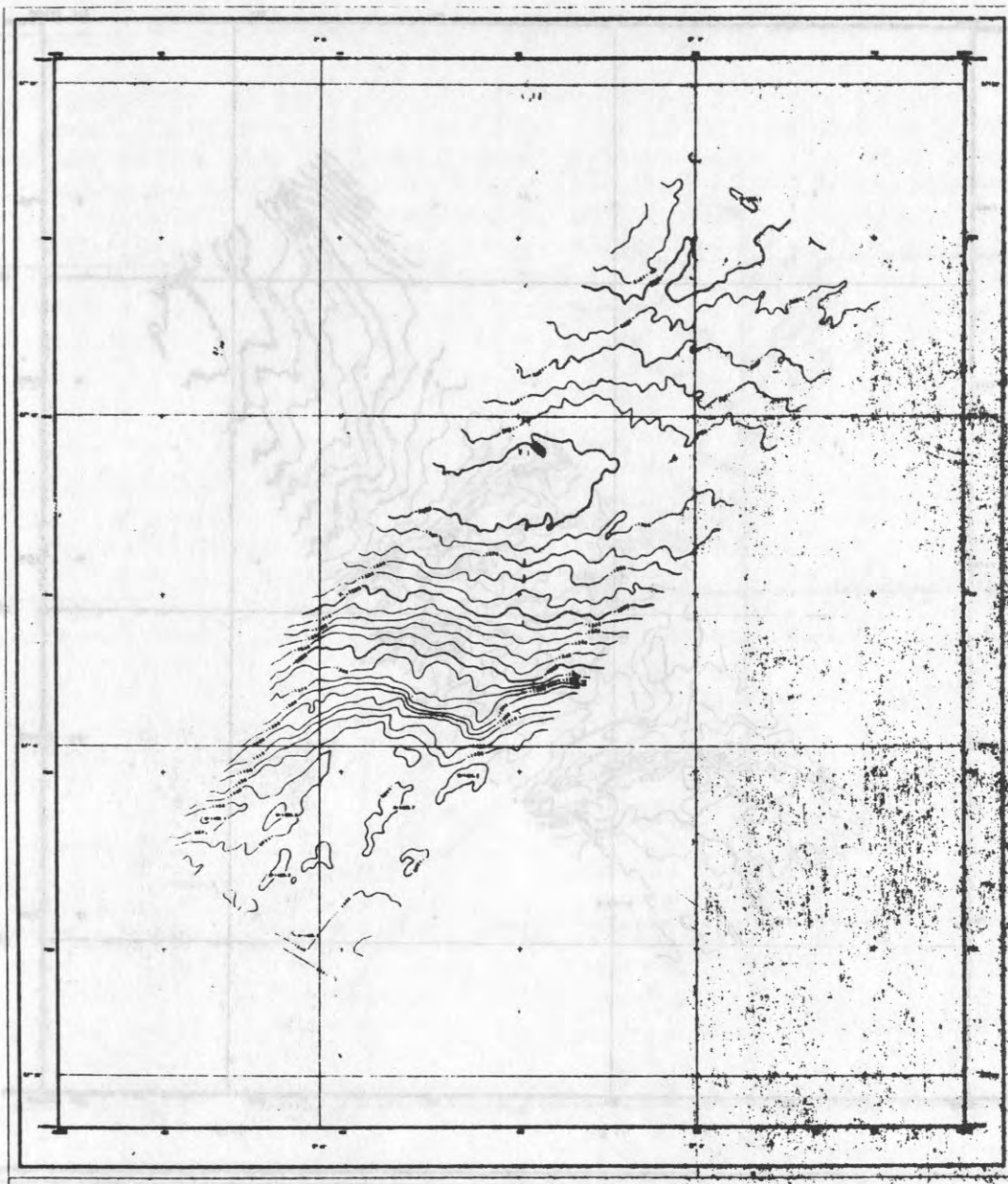


Abb. 25b

Abb. 25 a

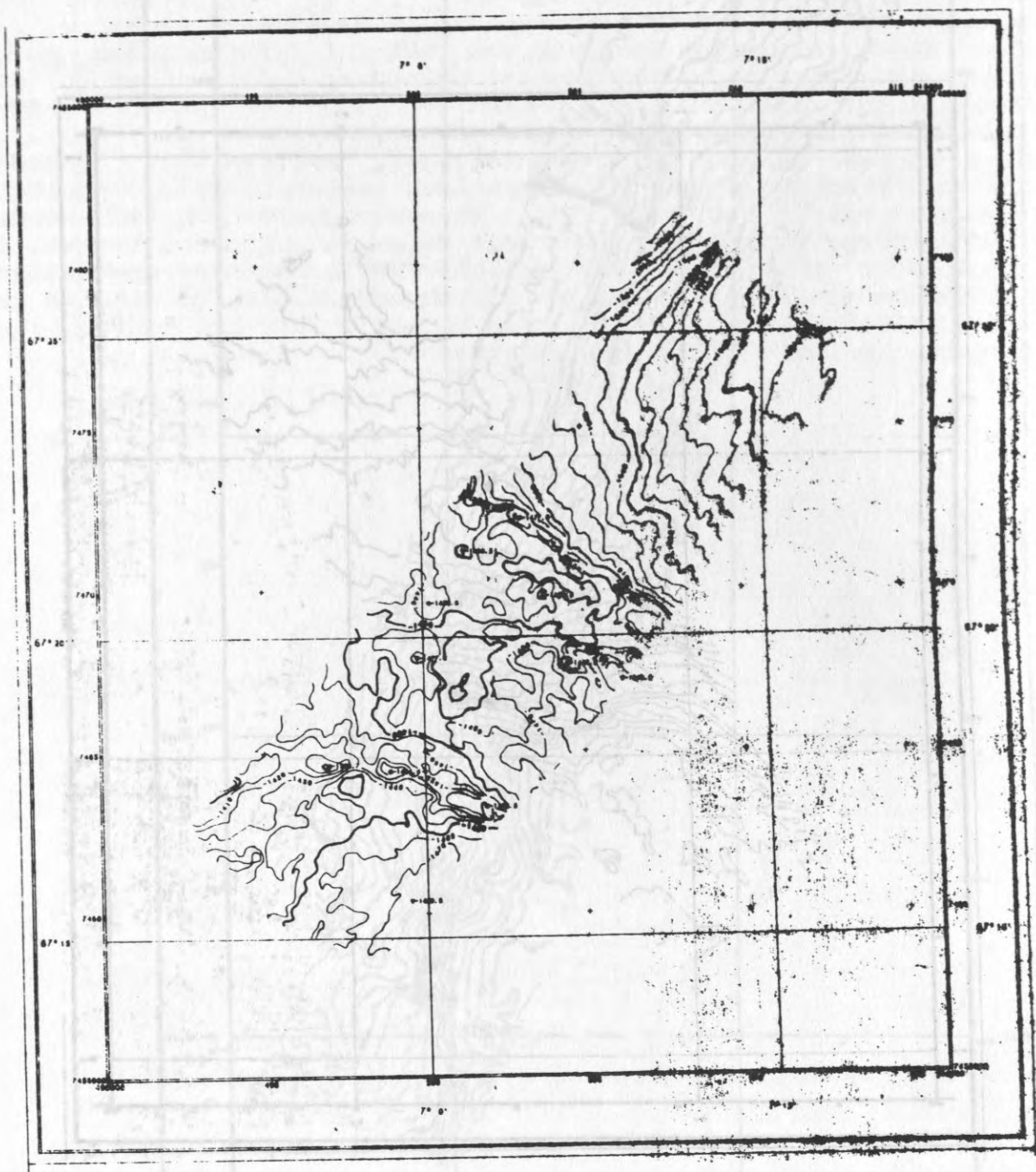
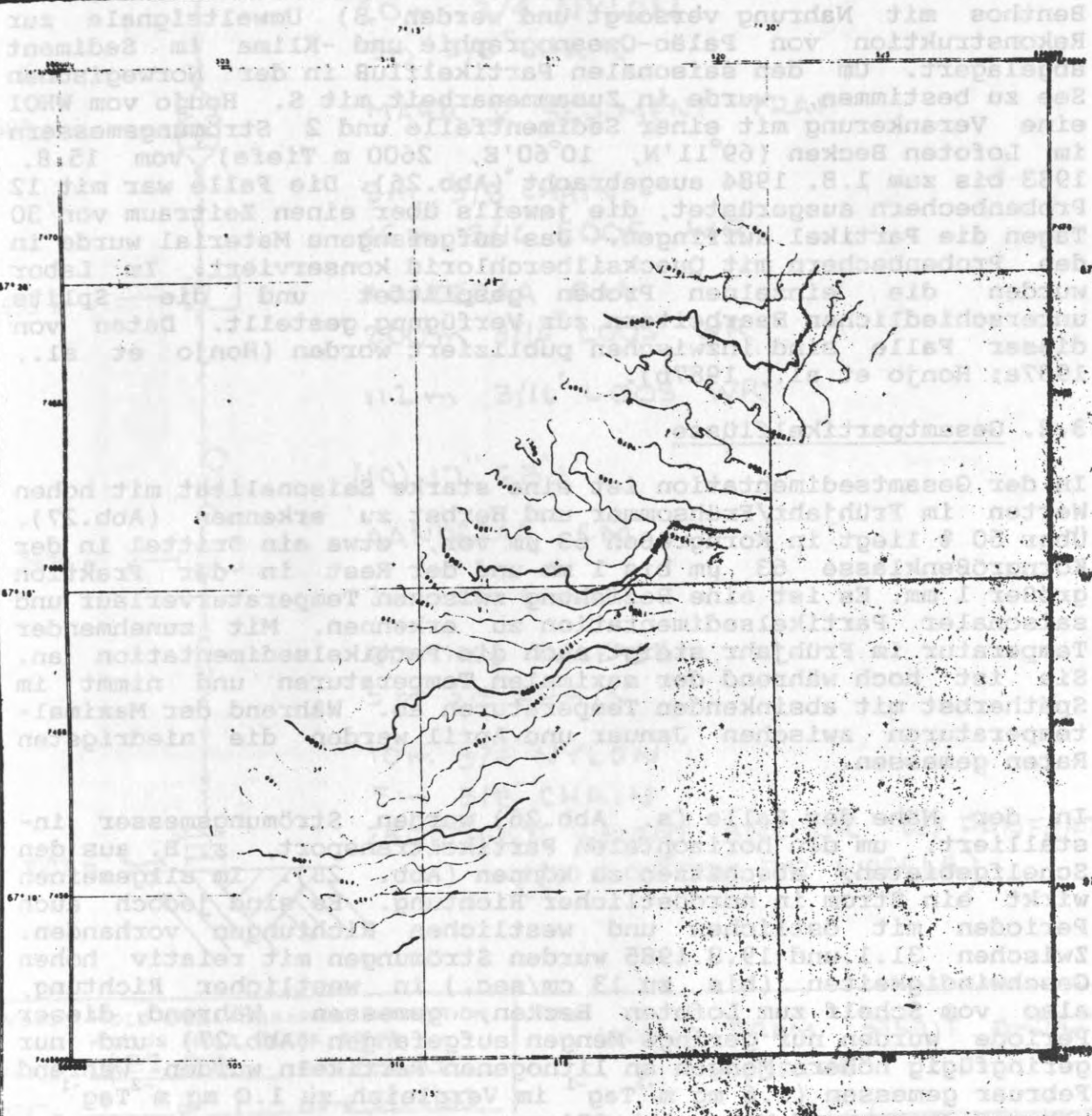


Abb. 25 c. Die detaillierte morphologische Veranschaulichung des Küstengebietes des äußeren Kontinentalrandes vor dem Kontinentalrand vor der südlichen Sarentosee. b - d. Vermessungsgebiete auf dem Vörländplateau. Für genaue geographische Positionen etc. s. Anhang 25. 1924 a.

3. SEDIMENTATION AUS DEM ELIJAL

3.1. Einteilung

Durch die Sedimentation von Partikeln vom Oberflächenwasser zur



3.3. Sedimentation lithogener Partikel

Die lithogenen Partikel setzen sich aus einem Gestein zusammen. Die Sedimentation dieser Partikel ist von der Korngröße und der Menge an lithogenen Partikeln in der Suspension abhängig. Die Sedimentation dieser Partikel ist von der Korngröße und der Menge an lithogenen Partikeln in der Suspension abhängig. Die Sedimentation dieser Partikel ist von der Korngröße und der Menge an lithogenen Partikeln in der Suspension abhängig.

Abb. 25d

3. SEDIMENTATION AUS DEM PELAGIAL

3.1. Einleitung

Durch die Sedimentation von Partikeln vom Oberflächenwasser zur Tiefsee wird 1) der Chemismus der Wassersäule bestimmt, 2) das Benthos mit Nahrung versorgt und werden 3) Umweltsignale zur Rekonstruktion von Paläo-Ozeanographie und -Klima im Sediment abgelagert. Um den saisonalen Partikelfluß in der Norwegischen See zu bestimmen, wurde in Zusammenarbeit mit S. Honjo vom WHOI eine Verankerung mit einer Sedimentfalle und 2 Strömungsmessern im Lofoten Becken (69°11'N, 10°60'E, 2600 m Tiefe) vom 15.8. 1983 bis zum 1.8. 1984 ausgebracht (Abb.26). Die Falle war mit 12 Probenbechern ausgerüstet, die jeweils über einen Zeitraum von 30 Tagen die Partikel auffangen. Das aufgefangene Material wurde in den Probenbechern mit Quecksilberchlorid konserviert. Im Labor wurden die einzelnen Proben gesplittet und die Splits unterschiedlichen Bearbeitern zur Verfügung gestellt. Daten von dieser Falle sind inzwischen publiziert worden (Honjo et al., 1987a; Honjo et al., 1987b).

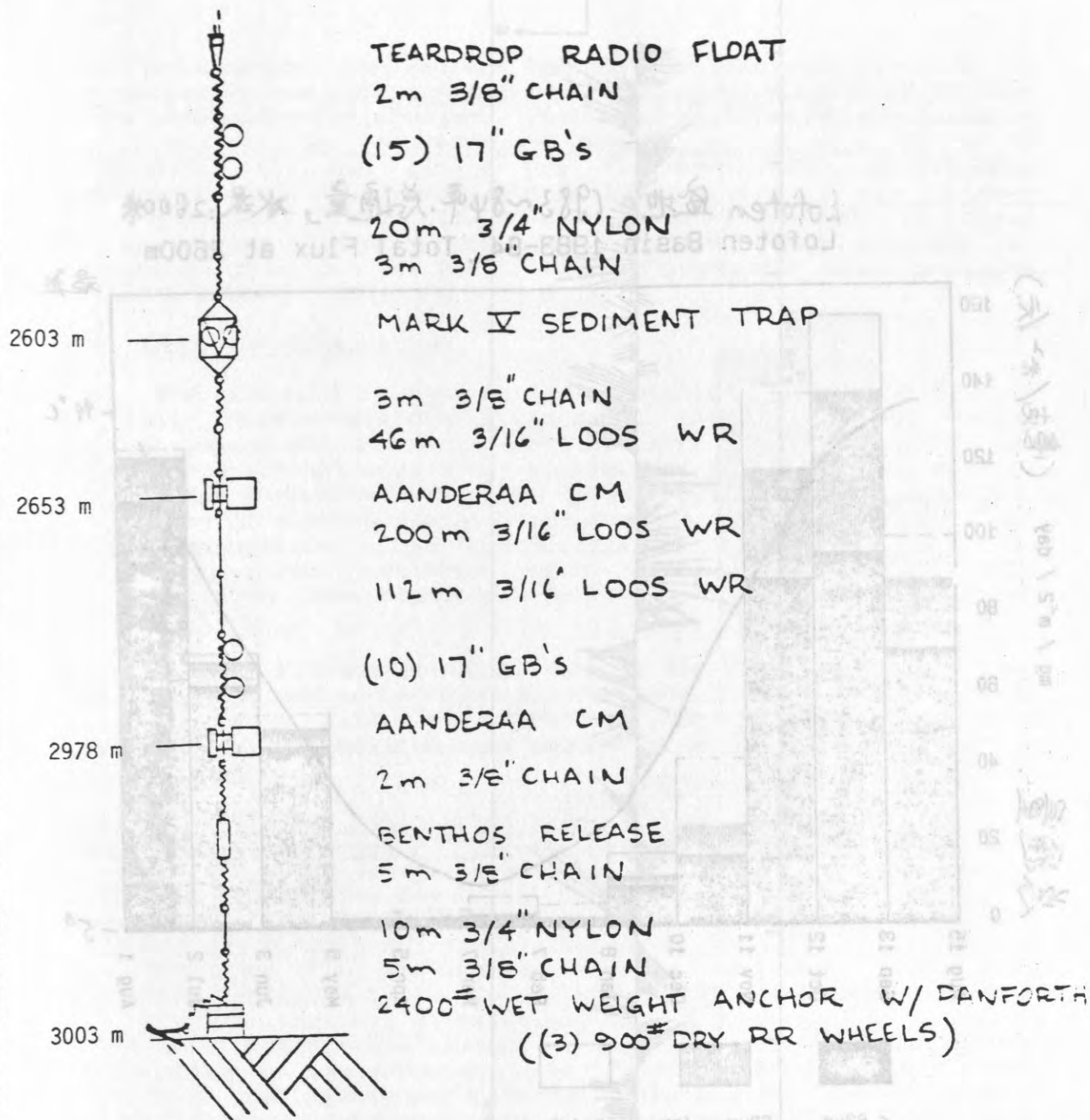
3.2. Gesamtpartikelflüsse

In der Gesamtsedimentation ist eine starke Saisonalität mit hohen Werten im Frühjahr/Frühsummer und Herbst zu erkennen (Abb.27). Über 50 % liegt in Korngrößen 63 µm vor, etwa ein Drittel in der Korngrößenklasse 63 µm bis 1 mm und der Rest in der Fraktion größer 1 mm. Es ist eine Beziehung zwischen Temperaturverlauf und saisonaler Partikelsedimentation zu erkennen. Mit zunehmender Temperatur im Frühjahr steigt auch die Partikelsedimentation an. Sie ist hoch während der maximalen Temperaturen und nimmt im Spätherbst mit absinkenden Temperaturen ab. Während der Maximaltemperaturen zwischen Januar und April werden die niedrigsten Raten gemessen.

In der Nähe der Falle (s. Abb.26) wurden Strömungsmesser installiert, um den horizontalen Partikeltransport, z. B. aus den Schelfgebieten, abschätzen zu können (Abb. 28). Im allgemeinen wirkt ein Strom in nordöstlicher Richtung. Es sind jedoch auch Perioden mit östlichen und westlichen Richtungen vorhanden. Zwischen 31.1. und 19.3.1985 wurden Strömungen mit relativ hohen Geschwindigkeiten (bis zu 13 cm/sec.) in westlicher Richtung, also vom Schelf zum Lofoten Becken, gemessen. Während dieser Periode wurden nur geringe Mengen aufgefangen (Abb.27) und nur geringfügig höhere Mengen an lithogenen Partikeln wurden während Februar gemessen ($1.6 \text{ mg m}^{-2} \text{ Tag}^{-1}$ im Vergleich zu $1.0 \text{ mg m}^{-2} \text{ Tag}^{-1}$ während Januar und März, Abb.29).

3.3. Sedimentation lithogener Partikel

Die lithogenen Partikel zeigten im Jahresgang einen ähnlichen Sedimentationsverlauf wie die Gesamtmenge (Abb.27,29). Höchste Sedimentationsraten wurden zwischen Mai und Oktober beobachtet und während der Wintermonate erreichten nur geringe Mengen an lithogenen Partikeln die Falle in 2600 m. Bei der Sedimentation dieser Partikel besteht ferner eine Beziehung zur Sedimentation organischer Substanz. Besonders große Mengen an lithogenen Partikeln wurden während Juli aufgefangen (Abb.29). Es



WOODS HOLE OCEANOGRAPHIC INSTITUTION
WOODS HOLE, MASS. 02543
PROJ. 2/82.88 BY P. CLAY
SHEET 1 OF 1 DATE 5/12/83

TITLE
HONJO FRAM STRAIT SHORT
MOORING
L127

Abb. 26: Aufbau der Verankerung in der Fram-Straße zur Erfassung der saisonalen Partikelsedimentation (Norwegische See, 15.8.1983 - 1.8.1984). Als Beispiel. Nach Honjo, pers. comm.

Lofoten 盆地, 1983~84年, 总通量, 水深: 2600米
Lofoten Basin 1983-84 Total Flux at 2600m

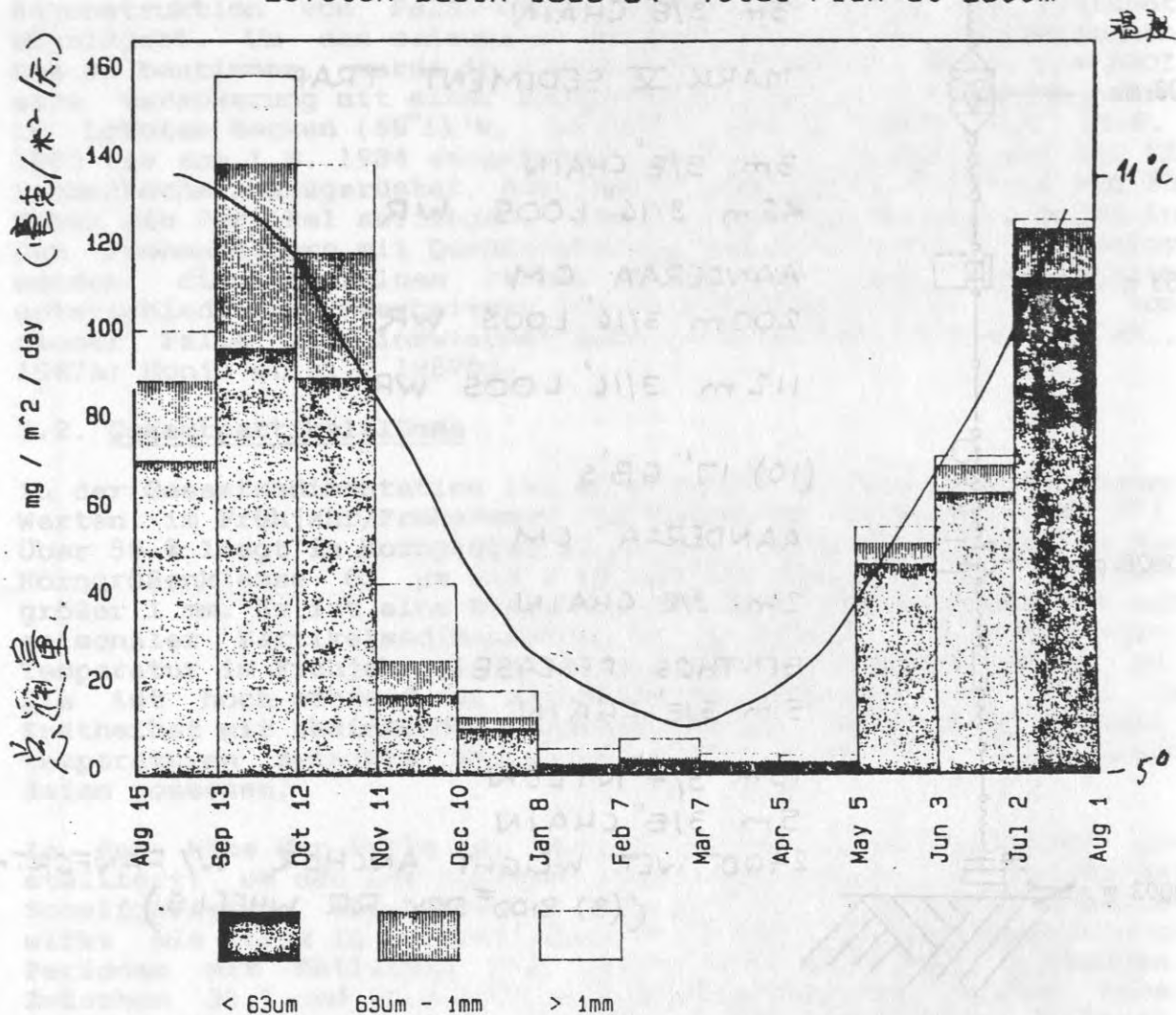


Abb. 27:

Gesamtpartikelfluß im Lofoten Becken in 2600 m Wassertiefe zwischen 5.8.1983 und 1.8.1984 (Honjo et al., in press). Als Temperatur sind Durchschnittswerte der letzten 10 Jahre für die obersten 50 m der Wassersäule eingetragen (Bock, unpubl. Daten).

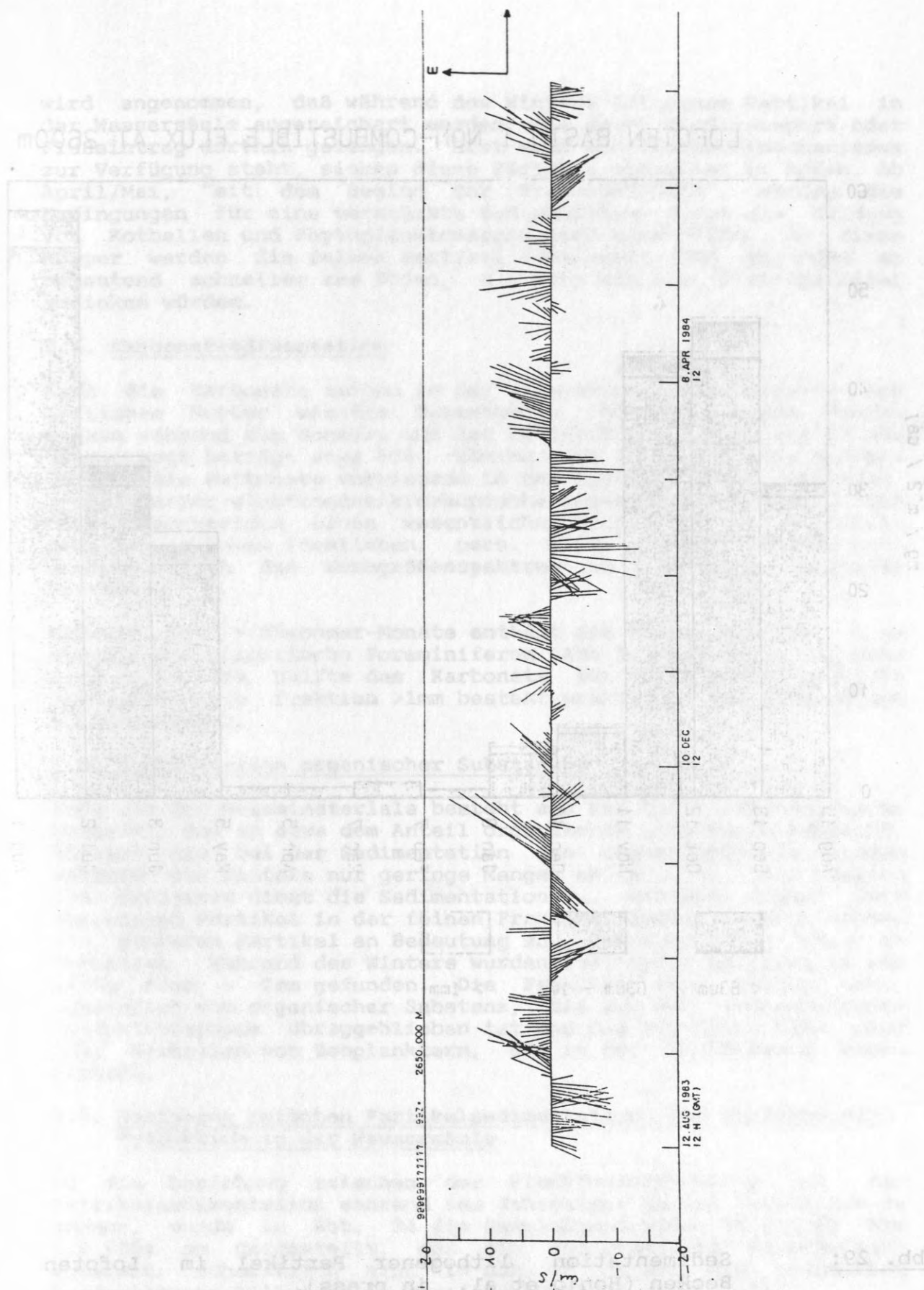


Abb. 28:

Vektor-Diagramm der Strömungsmessungen aus 2650 m Wassertiefe (Wittstock, unpubl. Daten).

LOFOTEN BASIN I NON-COMBUSTIBLE FLUX AT 2600m

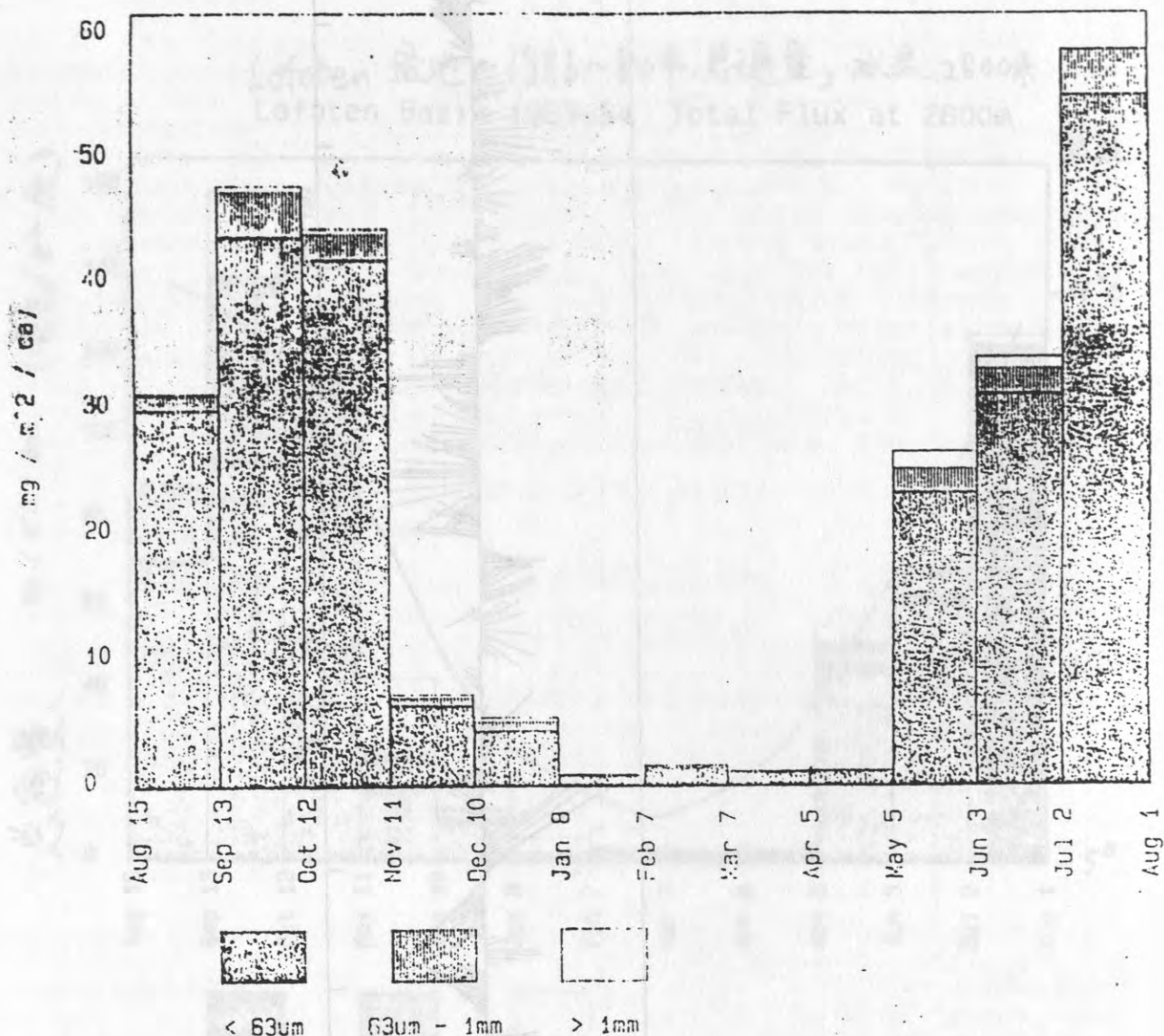


Abb. 29:

Sedimentation lithogener Partikel im Lofoten Becken (Honjo et al., in press).

wird angenommen, daß während des Winters lithogene Partikel in der Wassersäule angereichert werden, die durch Windtransport oder Flußeintrag dorthin gelangen. Erst wenn ein Transportmechanismus zur Verfügung steht, sinken diese Partikel schneller zu Boden. Ab April/Mai, "mit dem Beginn der Planktonblüten", werden die Bedingungen für eine verstärkte Sedimentation durch die Bildung von Kotballen und Phytoplanktonaggregaten geschaffen. An diese Körper werden die feinen Partikel angelagert und gelangen so bedeutend schneller zum Boden, als wenn sie als Einzelpartikel absinken würden.

3.4. Karbonatsedimentation

Auch die Karbonate zeigen in der saisonalen Sedimentation ein ähnliches Muster wie die Gesamtmenge (Abb.30). Große Mengen sinken während des Sommers und des Herbstes ab. Der Anteil an der Gesamtmenge beträgt etwa 50%. Während des Frühjahrs und Sommers werden die Karbonate vorwiegend in der Fraktion $63\ \mu\text{m}$ gefunden. Erste raster-elektronenmikroskopische Auswertungen zeigen, daß Coccolithophoriden einen wesentlichen Anteil an der Karbonatgesamtmenge haben (Samtleben, pers. Mitt.). Später im Jahr verschiebt sich das Korngrößenspektrum in Richtung größerer Partikel.

Während der Frühsommer-Monate enthält die Fraktion $63\ \mu\text{m} - 1\ \text{mm}$ überwiegend planktische Foraminiferen (Abb.31) und später im Jahr wird über die Hälfte des Karbonats von Pteropoden gebildet (Abb.32). Die Fraktion $>1\text{mm}$ besteht praktisch ausschließlich aus Pteropoden.

3.5. Sedimentation organischer Substanzen

Etwa 15% des Gesamtmaterials besteht aus bei 550°C verbrennbarem Material, das in etwa dem Anteil organischer Substanz entspricht. Ähnlich wie bei der Sedimentation des Gesamtmaterials sinken während des Winters nur geringe Mengen ab (Abb.33). Mit Beginn des Frühjahrs nimmt die Sedimentation zu. Während dieser Zeit überwiegen Partikel in der feinen Fraktion. Später im Jahr nehmen die größeren Partikel an Bedeutung zu. Wahrscheinlich sind es Kotballen. Während des Winters wurden fast keine Partikel in der Größe $63\ \mu\text{m} - 1\text{mm}$ gefunden. Die Fraktion $63\ \mu\text{m}$ stammt wahrscheinlich von organischer Substanz, die aus der vorhergehenden Produktionsphase übriggeblieben ist und die Partikel $>1\text{mm}$ sind wohl Kotballen von Zooplanktern, die in der Wassersäule überwintern.

3.6. Beziehung zwischen Partikelsedimentation und biologischer Produktion in der Wassersäule

Um die Beziehung zwischen der Planktonentwicklung und der Partikelsedimentation während des Jahrganges besser darstellen zu können, wurde in Abb. 34 die Sammlungsperiode 15.8.1983 bis 1.8.1984 so dargestellt, daß ein vollständiges Kalenderjahr entsteht. Schematisch sind in Abb. 35 ferner die saisonalen Produktionsverhältnisse im Oberflächenwasser dargestellt.

LOFOTEN BASIN I CARBONATE FLUX AT 2600m

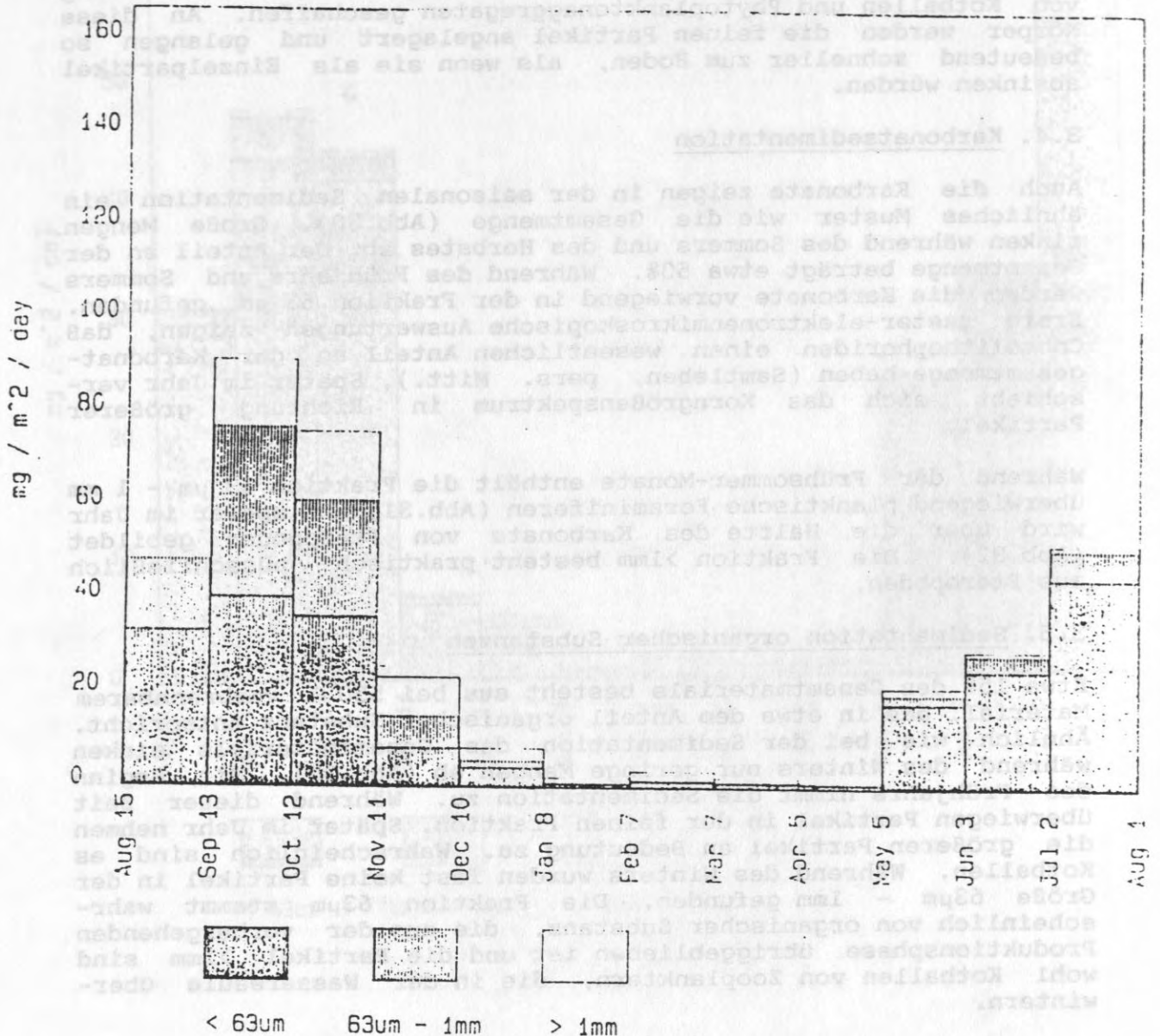


Abb.30:

Karbonatsedimentation im Lofoten Becken (Honjo et al., in press).

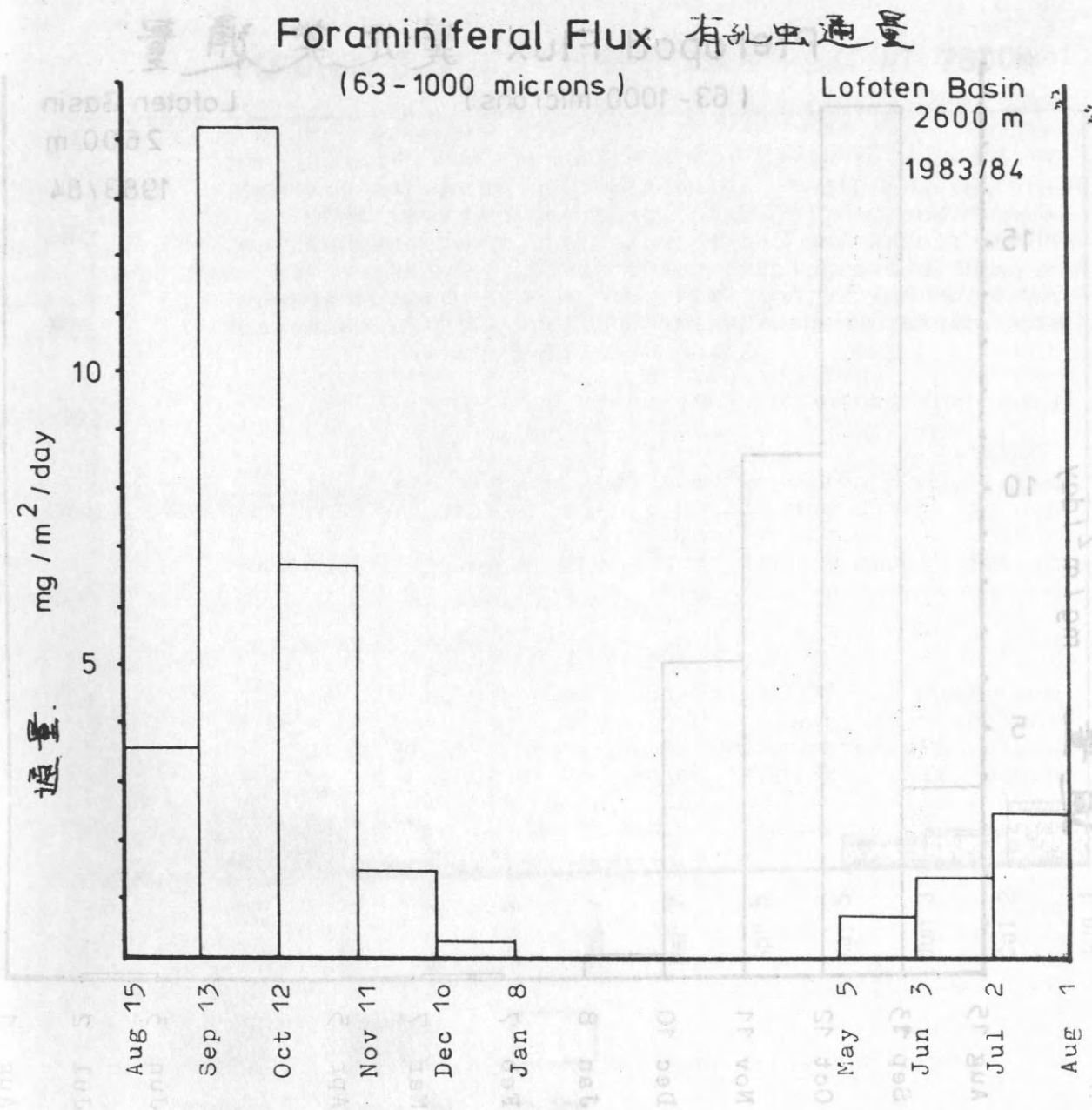


Abb.31: Sedimentation von planktischen Foraminiferen in der Fraktion 63 μ m - 1 mm (Wefer & Fischer, unpubl. Daten).

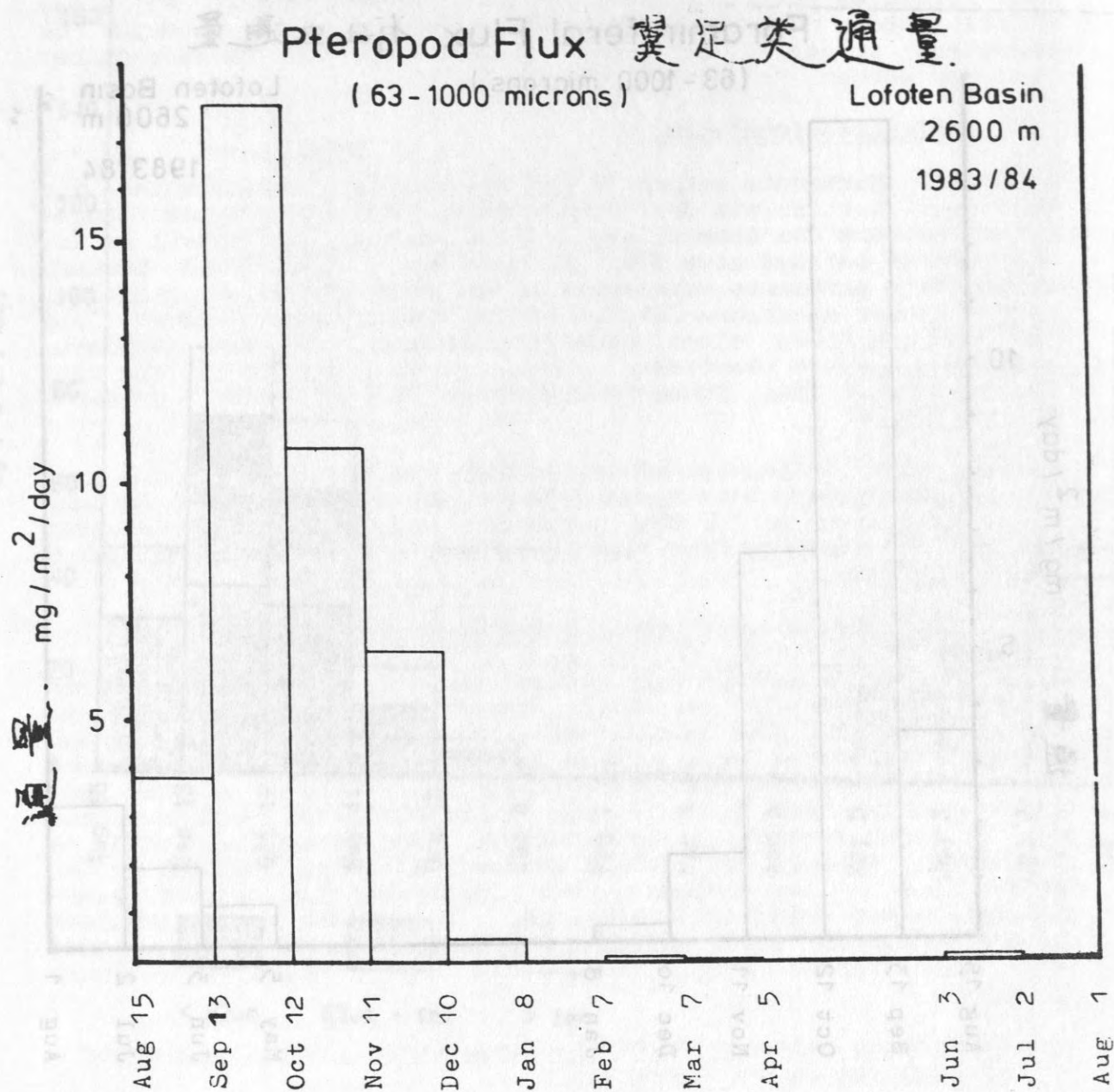


Abb. 32:

Sedimentation von Pteropoden in der Fraktion 63 μm - 1 mm (Wefer & Fischer, unpubl. Daten)

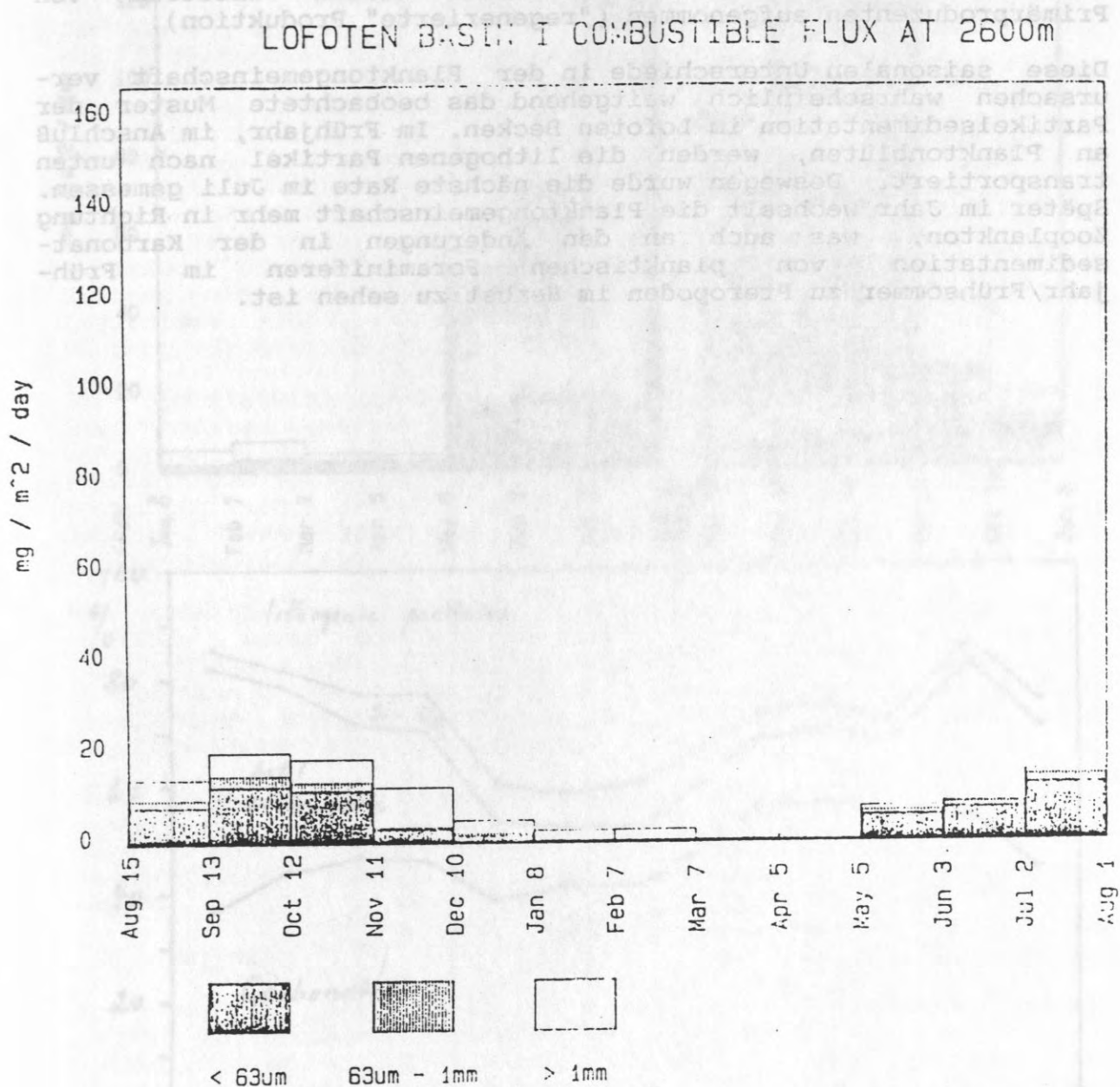


Abb. 33: Sedimentation organischer Substanz im Lofoten Becken (Honjo et al., in press).

Während des Frühljahrs beginnt die "neue" Produktion organischer Substanz. Nährsalze, die sich während des Winters angereichert haben, werden von Phytoplankton, vor allem von Diatomeen, aufgenommen. Daraus resultiert die Sedimentation von Einzelzellen und Aggregaten, aber auch von Kotballen. Während Sommer und Herbst wird organische Substanz remineralisiert in der euphotischen Zone und die Nährsalze werden wiederum von Primärproduzenten aufgenommen ("regenerierte" Produktion).

Diese saisonalen Unterschiede in der Planktongemeinschaft verursachen wahrscheinlich weitgehend das beobachtete Muster der Partikelsedimentation im Lofoten Becken. Im Frühjahr, im Anschluß an Planktonblüten, werden die lithogenen Partikel nach unten transportiert. Deswegen wurde die nächste Rate im Juli gemessen. Später im Jahr wechselt die Planktongemeinschaft mehr in Richtung Zooplankton, was auch an den Änderungen in der Karbonatsedimentation von planktischen Foraminiferen im Frühjahr/Frühsummer zu Pteropoden im Herbst zu sehen ist.

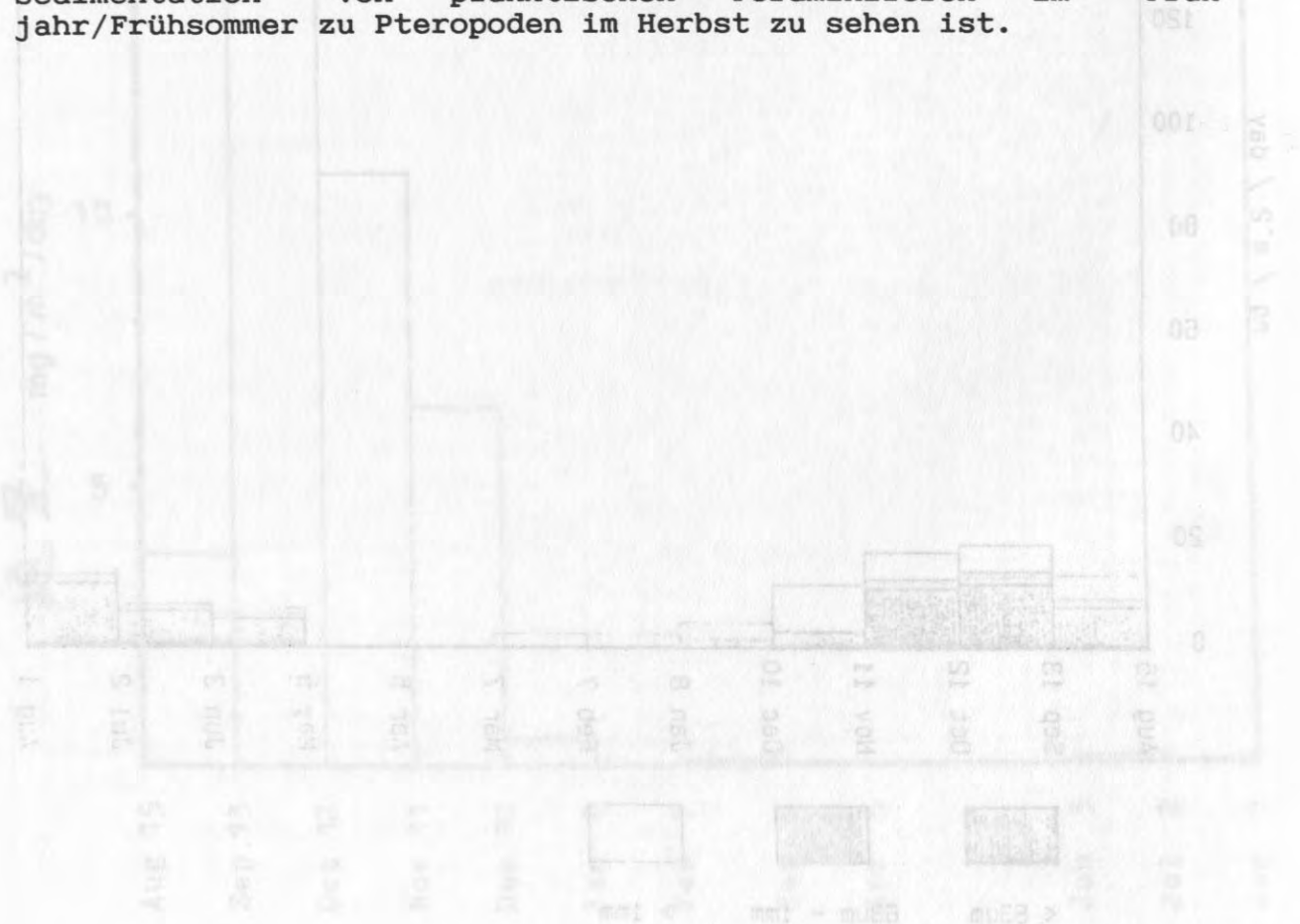


Abb. 33: Sedimentation organischer Substanz im Lofoten Becken (Honjo et al., in press).

Abb. 32: Sedimentation von Plankton in der Fraktion < 63 µm (Wefer & Fischer, unpubl. Daten)

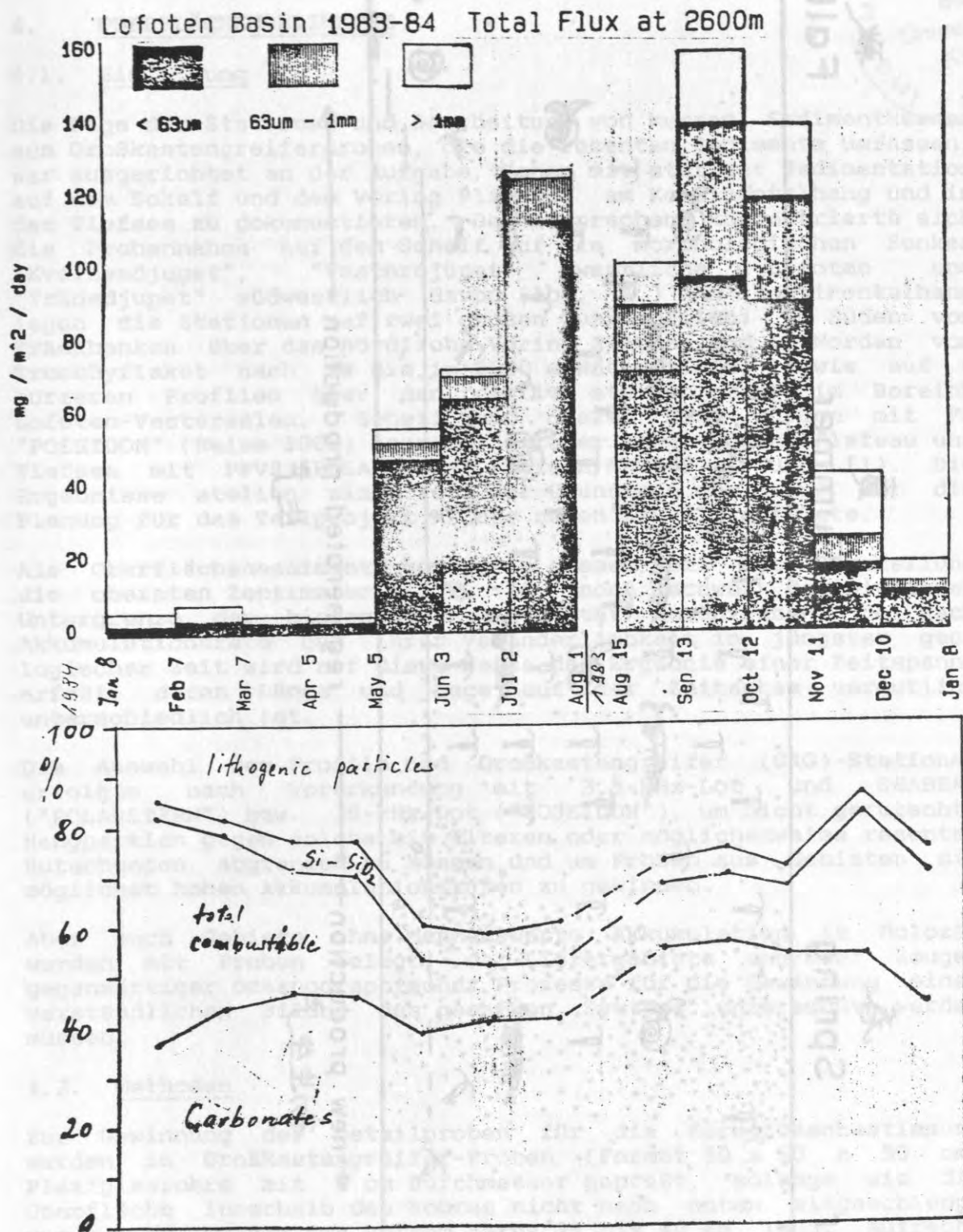


Abb. 34: Gesamt-Sedimentation (oben) und %-Anteile der einzelnen Komponenten im Lofoten Becken. Es wurde die Reihenfolge der Proben dahingehend verändert (s. Abb. 27), daß beginnend im Januar ein vollständiges Kalenderjahr dargestellt wird.

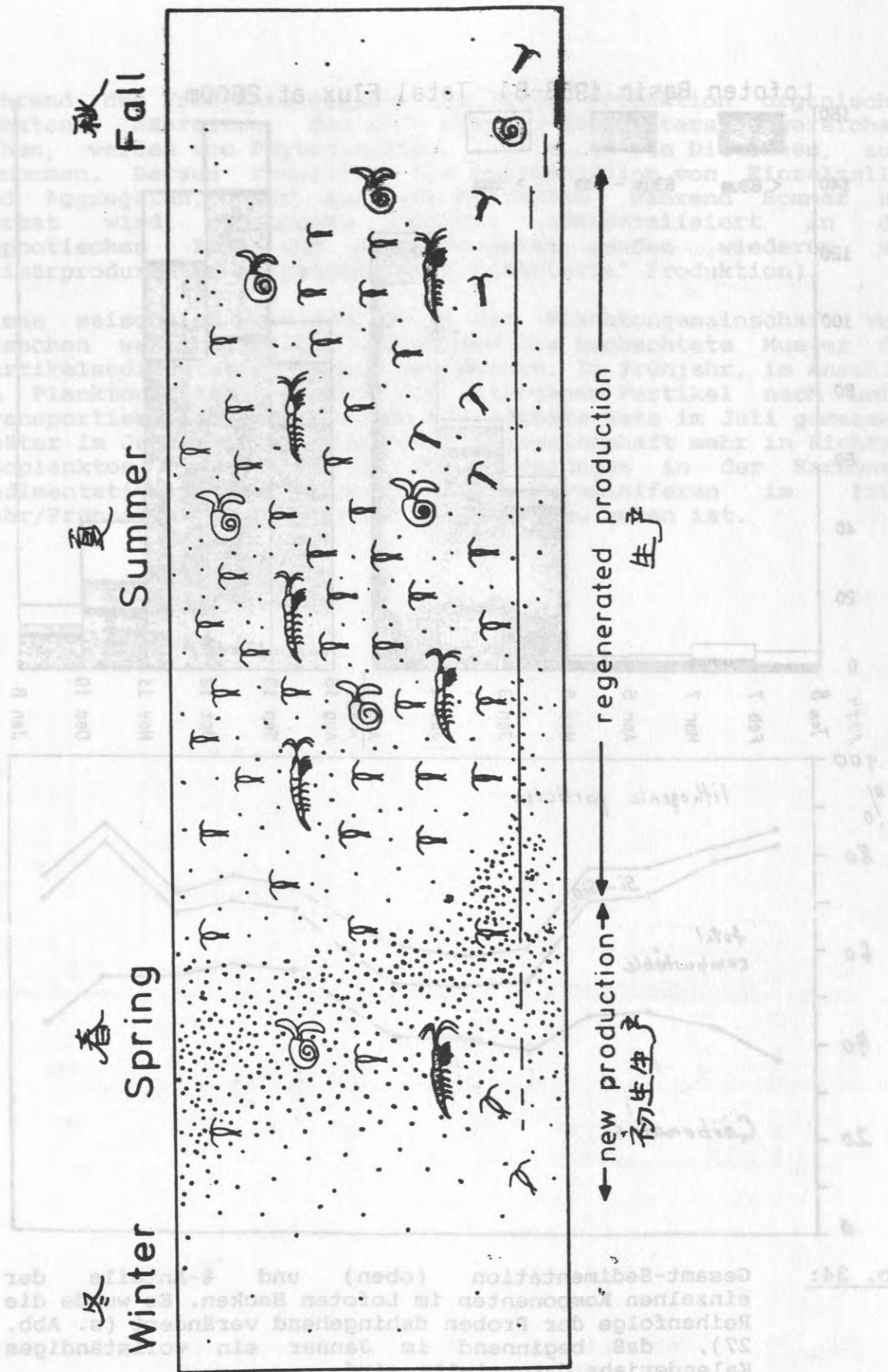


Abb. 35:

Schematische Darstellung der jahreszeitlichen Produktionsverhältnisse in der Norwegischen See (nach Smetacek et al., Antrag 1985 - 1987, SFB 313).



4. OBERFLÄCHENSEDIMENTE

4.1. Einleitung

Die Lage der Stationen und Bearbeitung von kurzen Sedimentkernen aus Großkastengreiferproben, die die rezenten Sedimente umfassen, war ausgerichtet an der Aufgabe, Zonen mit stetiger Sedimentation auf dem Schelf und dem Vöring Plateau, am Kontinentalhang und in der Tiefsee zu dokumentieren. Dementsprechend konzentrierte sich die Probennahme auf dem Schelf auf die morphologischen Senken "Kvalnesdjupet", "Vesterdjupet" westliche Lofoten und "Tränadjupet" südwestlich davon (Abb. 4). Am Kontinentalhang lagen die Stationen auf zwei großen Querprofilen: Im Süden von Tränabanken über das nördliche Vöring Plateau und im Norden vom Tromsøyflaket nach SW bis in 2850 m Wassertiefe, sowie auf 4 kürzeren Profilen über den relativ steilen Hang im Bereich Lofoten-Vesteraalen. Schelf und oberer Hang wurden mit FS "POSEIDON" (Reise 100b) beprobt; unterer Hang, Vöring Plateau und Tiefsee mit PFVS "POLARSTERN" (Reisen ARKTIS I und II). Die Ergebnisse stellen einen Teil der Grundlage dar, auf der die Planung für das Teilprojekt A2 des neuen SFB 313 erfolgte.

Als Oberflächensedimente werden in diesem Teil der Darstellung die obersten Zentimeter mit z. Zt. noch schwer definierbarer Untergrenze der biologischen Aktivität beschrieben. Je nach Akkumulationsrate und ihrer Veränderlichkeit in jüngster geologischer Zeit wird auf diese Weise das Ergebnis einer Zeitspanne erfaßt, deren Länge und Lage auf der Zeitachse vermutlich unterschiedlich ist.

Die Auswahl der Profile und Großkastengreifer (GKG)-Stationen erfolgte nach Vorerkundung mit 3,5-kHz-Lot und SEABEAM ("POLARSTERN") bzw. 18-kHz-Lot ("POSEIDON"), um nicht gerutschte Hangpartien gegen solche mit älteren oder möglicherweise rezenten Rutschungen abgrenzen zu können und um Proben aus Gebieten mit möglichst hohen Akkumulationsraten zu gewinnen.

Aber auch Gebiete ohne nennenswerte Akkumulation im Holozän wurden mit Proben belegt, da Liefergebiete und/oder Zeugen gegenwärtiger ozeanographischer Prozesse für die Gewinnung eines verständlichen Bildes des gesamten Systems untersucht werden müssen.

4.2. Methoden

Zur Gewinnung der Detailproben für die Korngrößenbestimmung wurden in Großkastengreifer-Proben (Format 50 x 50 x 50 cm) Plexiglasrohre mit 8 cm Durchmesser gepreßt, solange wie die Oberfläche innerhalb des Rohres nicht nach unten mitgeschleppt wurde. So wurden die kurzen Kerne 25 bis 40 cm lang. Aufrecht transportiert und gelagert, wurden sie später im Labor zentimeterweise ausgedrückt, gesplittet und folgende Bestimmungen durchgeführt:

- 1) Wassergehalt alle cm (Trocknung bei 70°C wegen anschließender C_{org}-Bestimmung).
- 2) Korngrößenbestimmung in den Klassen <6, 6-20, 20-63, >63 µm und Sedimentfallrohr-Analyse der Fraktion 63-2000 µm bei

hohem anorganischen Sandanteil. Im ersten Durchgang wurden die Tiefenniveaus 0,1,2,3,4,6,9,14,19 cm usw., danach weitere Zwischenproben, wo es für die Abbildung von scharfen Gradienten nötig war, mit der Schlämmanalyse nach Atterberg aufgetrennt.

- 3) Karbonatgehalte wurden an der Ton- und Siltfraktion sowie an der Gesamtprobe (Wassergehaltssplit) direkt bestimmt, die der Sandfraktion indirekt. So brauchte die z. T. kleine Sandfraktion nicht für die Karbonatanalyse verbraucht zu werden. Die "Karbonatbombe" nach Müller und Gastner, 1971, erbrachte Werte, die gut vergleichbar waren mit den im Infrarot-CO₂-Analysator gewonnenen Werten. Die Werte der "Karbonatbombe" lagen z. T. etwas höher, da hier auch der Dolomit mit erfaßt wird. Alle bisher bearbeiteten Kerne wurden bis 5 cm, 10 Kerne in ganzer Länge analysiert.
- 4) C^{org}-Gehalte wurden mit dem Infrarot-CO₂-Analysator bislang an der Gesamtprobe bis in 5 cm Kerntiefe bestimmt.

Von den insgesamt 68 GKG-Stationen sind bis jetzt auf die oben geschilderte Weise bearbeitet:

- 12 Kerne v. Profil Tränabanken-Vöring Plateau aus 300-2000m Tiefe
- 4 Kerne v. Profil Lofoten-Hang bis Sinkstoffalle 700-3000m Tiefe
- 10 Kerne v. Profil Barentssee-Hang aus 1000-2900m Tiefe
- 6 Kerne v. Schelf (Kvalnesdjupet, Vesterdj. Tränadj.) 185- 485m Tiefe

mit insgesamt folgenden Analysen: 370 Korngrößentrennungen, 70 Fallrohr-Analysen, 220 Karbonatbestimmungen an Silt- und Ton-Fractionen, 80 Gesamtkarbonat-, 80 C^{org} -, und über 900 Wassergehaltsbestimmungen. Damit liegen vom Schelf nur punktförmige Informationen vor: Von der Schelfkante bis zur Tiefsee bzw. über das nördliche Vöring Plateau läßt sich jedoch ein erstes zusammenhängendes Bild über die Verteilung pelagischer und advektiver Komponenten in den oberflächennahen Sedimenten zeigen, das Rückschlüsse auf hangab gerichtete Transportprozesse zuläßt.

4.3. Schelf

Der GKG-Kern GIK 16306-2,1 aus dem Zentrum des Kvalnesdjupet (238 m) zeigt: Eine mit der Tiefe sich verstärkende Abnahme des Sandgehalts (62-48%), damit parallel eine Zunahme des Siltgehalts (30-45%) und einen recht konstanten Tongehalt von 7,5%. Das Silt/Ton-Verhältnis schwankt bis 8 cm um 4,0; darunter liegt es konstant bei 4,5. Der Wassergehalt nimmt bis 5 cm Tiefe schneller ab (33-27%), als darunter (27-23% in 25 cm Tiefe). Der C^{org}-Gehalt schwankt in den obersten 5 cm zwischen 0,41 und 0,47%. Der Karbonatgehalt im Ton ist doppelt so hoch, wie beim Silt (15%/7%). Die Schwankungen in den obersten Zentimetern können biologisch beeinflußt sein.

Der GKG-Kern GIK 16307-2,1 vom Westrand des Kvalnesdjupet (285 m) zeigt: Einen hohen Sandgehalt (88%) an der Oberfläche (0-3 cm), der mit der Tiefe stark abnimmt (30% bei 9 cm), aber in der Zusammensetzung -gut sortierter Feinsand mit einem Häufigkeitsmaximum bei 140 - 160 µm- konstant ist. Der Siltgehalt steigt mit der Tiefe weniger stark (6,5 - 25%) als der Tongehalt (5-45%). Das Silt/Ton-Verhältnis liegt deutlich niedriger (1,3 bei 0-1cm) wegen des deutlich geringeren Siltgehalts. Zur Tiefe

folgen die Werte dem abnehmenden Sandgehalt (0,5 ab 8 cm Kerntiefe). Der Wassergehalt nimmt bis 5 cm Tiefe ab (25-20%), steigt dann bei zunehmendem Ton-Gehalt wieder auf 35% und bleibt von da an mit der Tiefe konstant. Der C^{org}-Gehalt liegt bis 3 cm Tiefe bei 0,38%, darunter bei 0,33%. Der Karbonatgehalt in der Ton- und Silt-Fraktion schwankt um 13%. Der Vergleich der beiden kurzen Abfolgen fügt sich in das Bild von höheren Holozän-Mächtigkeiten im Zentrum der Senke und der Vorstellung von nacheiszeitlichem Export feiner Sedimentkomponenten aus flachen in tiefere Gebiete, bei gleichzeitiger Abnahme der Verfügbarkeit von Ton, später auch von Silt-Korngrößen auf den Bänken.

Der Kern GIK 16303-1 aus dem tiefsten Bereich des Vesterdjupet (235 m) hat -verglichen mit dem aus dem Kvalnesdjupet- einen geringeren Sandgehalt (um 42%), einen höheren Siltgehalt (um 45%) und einen etwas höheren Tongehalt (12,5%). Das Silt/Ton-Verhältnis liegt recht konstant zwischen 3,5 und 3,75. Die obersten 5 cm zeigen eine geringe Abweichung gegenüber dem Liegenden. Der Wassergehalt nimmt bis 5 cm von 37% auf 32% ab und verringert sich dann langsamer und stetig auf 23% in 33 cm Tiefe. Der C^{org}-Gehalt liegt bei 0,5% in den obersten 5 cm. Der Karbonatgehalt im Ton ist wieder doppelt so hoch wie im Silt (15%/7%). Die Gleichförmigkeit der Zusammensetzung und die höheren Feinanteile gegenüber dem Kvalnesdjupet-Kern legen die Vermutung nahe, daß hier das Zusammenspiel von Ablagerung und Erosion stärker auf der Seite der Ablagerung liegt. Hier wurden auch die höchsten Sedimentmächtigkeiten mit dem 18-kHz-Lot registriert.

Der Kern GIK 16329-2 aus dem tiefsten Bereich des Tränadjupet (485 m) zeigt gegenüber Vesterdjupet und Kvalnesdjupet mit geringerem Sandgehalt (30%) eine deutliche Verschiebung zu höheren Siltgehalten (35-37%) und hohen Tongehalten (34%). Die obersten 2 cm werden von einem hohen Anteil leerer Foraminiferen-Gehäuse bestimmt. Das Silt/Ton-Verhältnis liegt knapp unter 1 (Kvalnesdjupet: 4-4,5; Vesterdjupet: 3,5). Der Wassergehalt fällt bis 5 cm von 50% auf 42% und mit der Tiefe dann langsamer auf 30% in 30 cm Tiefe. Der C^{org}-Gehalt liegt bei 0,53 - 0,51 in 0-5 cm Tiefe. Der Karbonatgehalt im Ton ist mit 26% höher als im Silt (17-20%). Hierfür wird der hohe biogene Anteil im Sediment verantwortlich sein. Die Sedimente aus diesem Bereich des Tränadjupet unterscheiden sich sowohl von Sedimenten aus Schelfsenken wie vom Kontinentalhang.

Die Probe GIK 23225 stammt von der äußeren Tränabank (271 m) und stellt ein weit verbreitetes überkonsolidiertes Pleistozän-Material dar, das als Ausgangsmaterial für holozäne Ablagerungen anzusehen ist, wo sie im Einflußbereich naher Erosionsflächen liegen: Sandgehalt 30-20%, Siltgehalt 30-33%, Tongehalt 40-47%; Silt/Ton-Verhältnis 0,70-0,75. Als Substrat für biologische Aktivität weist es auch einen geringen C^{org}-Gehalt von 0,18 % und an dieser Stelle einen Karbonatgehalt von 3% auf. Die abiogenen Karbonatgehalte im Ausgangsmaterial können aber in Abhängigkeit von der Geologie des Untergrundes (Tertiär und Mesozoikum) stark schwanken und schlagen sich dann u. a. in z.T. hohen Dolomitgehalten holozäner Ablagerungen nieder.

Ein Kern, GIK 16333-2,2 von der inneren Tränabank (256 m) stammt ähnlich wie der vorige Kern aus einem Gebiet mit Eispflugmarken,

nur daß hier der Meeresboden mit holozänen Ablagerungen bedeckt ist, deren Mächtigkeit allerdings wegen des Reliefs stark schwankt. Auch die Korngrößenverteilungen schwanken vermutlich auf kleinem Raum beträchtlich ähnlich wie in diesem Kern: Sandgehalt 50-25%, Siltgehalt 26-37%, Tongehalt 22-35%, aber ein erstaunlich konstantes Silt/Ton-Verhältnis zwischen 1,12 und 1,17. Der gesamte Kern ist von Krebsbauten durchsetzt. Das erklärt den unsteten Verlauf der Wassergehalts-Kurve: Abfall von 48% an der Oberfläche auf 26 % in 11 cm Tiefe, darunter +/- 5% um diesen Wert schwankend. Der C_{org}-Gehalt ist an der Oberfläche mit 0,59% deutlich höher als in 5^{org} cm Tiefe (0,42%). Der Karbonatgehalt im Ton (26-23%) und Silt (17,5-15,5%) unterscheidet sich nicht von anderen Stationen auf dem Schelf. Auch wenn die gemessenen Werte nicht für die Verhältnisse auf dem inneren Schelf verallgemeinert werden sollten, zeigt dieser Kern doch eine deutlich größere Verfügbarkeit von Ton-Korngrößen und eine höhere Aktivität grabender Organismen gegenüber den Verhältnissen auf dem äußeren Schelf.

4.4. Hang und Tiefsee

In Erwartung, die geologische Abbildung ozeanographischer Prozesse gut in der umfangreichen Information sowohl über Sedimentation aus dem Pelagial wie durch Advektion vom Schelf zu finden, konzentrierte sich ein großer Teil der geplanten Untersuchungen auf den Kontinentalhang: Hier wurden die meisten GKG-Proben genommen und bislang auch bearbeitet (Abb. 36-41):

In den einzelnen Gebieten wurden verschieden mächtige Holozän-Abfolgen angetroffen, die aber untereinander Ähnlichkeiten besaßen und somit die Verfolgung von Trends über den Hang in die Tiefsee ermöglichten. Der Vergleich des Profils Tränahang-Vöring Plateau mit dem Profil über den Barentsseehang weist Unterschiede auf, die Aufschluß geben können über die beim Hangab-Transport wirksamen ozeanographischen Prozesse. Als Oberflächensedimente werden im Folgenden die obersten 3 cm beschrieben. In den obersten Zentimetern wird in nahezu allen Kernen der aus dem Liegenden kommende Trend von Korngrößen-, Wassergehalts- und anderen Meßwerten durchbrochen. Bis zu dieser Tiefe ist möglicherweise noch mit biologischer Aktivität zu rechnen, die Einfluß auf den Vertikaltransport von Partikeln und daran geknüpfte Parameter hat.

Da Holozän-Abfolgen am Hang zwischen ca. 5 und 500 cm schwanken können, werden sich verschiedene ältere Zustände über die Länge der in der "Oberfläche" integrierten Zeit auch noch auf den heutigen "rezenten" Befund durchpausen. Je geringer die Akkumulationsrate, um so größer die Wahrscheinlichkeit, daß neben physikalisch-ozeanographischen auch biologische Prozesse am Meeresboden mitbestimmend waren bei der Zusammensetzung der Korngrößen-Verteilung und der von ihr bestimmten Parameter. Mit den Oberflächensedimenten wird also immer auch ein z. Zt. noch nicht genau bestimmter Teil der Vorgeschichte des jeweiligen Ortes mit erfaßt. Beide Profile weisen von der Schelfkante zur Tiefsee eine analoge horizontale Abfolge von Korngrößenparametern, Karbonatgehalt und C_{org} auf, deren Tiefenanordnung sich allerdings deutlich unterscheidet. Beiden gemeinsam ist eine sedimentologische Zweiteilung in oberen Hang und Hangfuß.

Oberer Hang

Der obere Hang beginnt auf beiden Profilen mit Sandgehalten um 90% unterhalb der Schelfkante. 75% Sandgehalt sind am Tränahang in etwa 700 m Tiefe, am Barentsseehang in 1450 m Tiefe anzutreffen. Ein Minimum mit <15% definiert die Untergrenze dieses Abschnitts am Tränahang in ca. 1000 m, am Barentsseehang in ca. 1800 m Tiefe. Der Sand besteht aus gut sortiertem Feinsand (200 μ m Mode) mit zusätzlichen groben Modes unterhalb der Schelfkante. Erst unterhalb der 50%-Sandgehalts-Grenze verschiebt sich der Feinsandmode etwas in Richtung feinerer Korngrößen. Der Karbonatgehalt im Sand ist unterschiedlich: Bei hohen Sandgehalten unterhalb der Schelfkante kann er durch Schill-Komponenten in den Grob-Modes hoch liegen. Am Tränahang nimmt er von 18 % auf 1 % in der Tiefe ab, am Barentsseehang liegt er zwischen 14 % und 2,9%. Foraminiferengehäuse fallen nicht ins Gewicht. An der Oberfläche (0-1cm) ist der Sandgehalt immer höher als in 2-3 cm Tiefe. Der Siltgehalt steigt hangab von wenigen % parallel mit dem Tongehalt an und erreicht sein Maximum mit 42 % am Tränahang in 1000 m Tiefe und mit 36% am Barentsseehang in 1650 m Tiefe. In den obersten Zentimetern zeigt der Siltgehalt nur schwache uneinheitliche Gradienten. Der Karbonatgehalt im Silt am Tränahang fällt hangab von 33 % auf 16%. Sein Anteil an der Gesamtprobe steigt allerdings von 0,7 % auf 7,6 %; dies ist auch der höchste Silt-Karbonatanteil auf dem Gesamtprofil. Am Barentsseehang bewegt sich der Karbonatanteil im Silt um 20%. Der Anteil an der Gesamtprobe steigt hangab mit dem Siltanteil von 1,3 % auf 6,9%. Der Tongehalt nimmt auf beiden Profilen erwartungsgemäß mit der Tiefe zu: Am Tränahang von wenigen % stetig bis auf 45% in 1000 m Tiefe, am Barentsseehang zunächst schwach von 6% auf 9% in 1400 m Tiefe, dann rasch mit einem breiten Maximum von 53% in 1900 m Tiefe. In 2-3 cm Sedimenttiefe ist der Tongehalt immer - z.T. erheblich - höher. Der Unterschied hat ein Maximum in 900 m am Tränahang, in 1400 m Tiefe am Barentsseehang. Der Karbonatgehalt im Ton am Tränahang bewegt sich um 30 %. Sein Anteil an der Gesamtprobe steigt hangab von 1% auf 13%. Am Barentsseehang steigt sowohl der relative Gehalt in der Tonfraktion von 22% auf 34% wie der Anteil an der Gesamtprobe von 1,4% auf 18% an. In den obersten Zentimetern ist der Tonkarbonat-Anteil an der Gesamtprobe recht konstant; d.h. sein relativer Anteil am Ton sinkt mit der Sedimenttiefe.

Die bisherige Beschreibung zeigte, daß die Karbonatgehalte in den Fraktionen und ihre relativen Anteile an der Gesamtprobe nicht konstant an die Korngrößenverteilung gekoppelt sind, d.h. der Gesamtkarbonatgehalt einer Probe kann seine Ursache in ganz verschiedenen Korngrößenbereichen haben. Die Darstellung der Silt/Ton-Quotienten von Karbonat und Nichtkarbonat und die Aufteilung des Gesamtkarbonats in Sand-, Silt- und Ton-Komponenten in 0-1 cm und 2-3 cm auf beiden Profilen verdeutlicht das.

Am Tränahang steigt der Silt/Ton-Quotient des Nichtkarbonats an der Oberfläche hangab an; der des Karbonats fällt. Die nicht auf dieser Tendenz liegenden Werte am Anfang (470 m) stehen evtl. im Zusammenhang mit rezenter Null-Akkumulation, die am Ende (1050 m) mit rezenter Maximalakkumulation (>500 cm Holozän-Mächtigkeit). In 2-3 cm Tiefe liegen die Werte wegen des höheren Tongehalts

niedriger, eine horizontale Tendenz ist nicht klar erkennbar. Sollten biologische Aktivitäten bei Fixierung und Eintrag feiner Partikel ins Sediment oder Auflösung von Gehäusen agglutinierender Foraminiferen in den obersten Zentimetern eine ins Gewicht fallende Rolle spielen, muß auch mit Fleckenhaftigkeit der Korngrößenparameter gerechnet werden. Deswegen reicht die bisherige Probendichte (1 Probe/Station) für die Diskussion der Ursachen z.Z. für die beschriebenen Schwankungen noch nicht aus. Am Barentsseehang fällt der Silt/Ton-Quotient der Oberfläche hangab beim Karbonat stärker als beim Nichtkarbonat. In 2-3 cm liegen die Werte konstant auf einem niedrigeren Niveau, für Karbonat niedriger als beim Nichtkarbonat. Die C_{org} -Werte steigen hangab auf beiden Profilen von ca. 0,25% auf einen Maximalwert von über 1% an und zeigen hier wie auf dem übrigen Profil einen mit dem Tongehalt gut übereinstimmenden Gang. In 2-3 cm Tiefe können die Werte lokal höher sein als an der Oberfläche. Auch hier spielt die biologische Aktivität im Sediment offenbar mit hinein. Ein Zusammenhang mit den anderen Parametern ist beim jetzigen Stand der Auswertung noch nicht erkennbar.

Hangfuß und Vöring Plateau

Sedimentverteilungen am Hangfuß vor dem west-norwegischen Kontinentalrand und auf dem Vöring Plateau sind nicht in demselben Detail mit sedimentologischen Methoden untersucht worden, da aus dem 3,5-kHz- und aus den stratigraphischen Untersuchungen einiger Sedimentkerne (s.u.) bekannt war, daß - mit Ausnahme der Rutschungsgebiete - pelagische, quartäre Sedimente in dem gesamten Untersuchungsgebiet vorkommen.

4.5. Verbindungen zur Hydrographie

In dem komplexen Problem der Mobilisierung von Sediment aus dem Schelfbereich und seinem hangabwärtigem Transport zur Tiefsee betrachten wir die folgenden Faktoren als wesentlich:

1. Ausbreitung des Norwegischen Küstenstroms;
2. Im Lofotengebiet Abspaltung eines westlichen Zweigs, der durch Bündelung verstärkt auf den Boden am äußeren Schelf wirkt;
3. Einfluß von Oberflächenwellen, Aufarbeitung feiner Sedimente und Ausbildung einer Restsedimentdecke;
4. Verstärkte Turbulenz im Bereich der Untergrenze des Norwegenstroms, möglicherweise im Zusammenhang mit internen Wellen;
5. Abfluß von kalten, schweren Wassermassen von Flachgebieten am Kontinentalhang ("Winterwasser"), bevorzugt in topographisch vorgezeichneten Bahnen, d.h. hangabwärts gerichtete Senken oder Rinnen.

Für die Deutung der Sedimentationsprozesse ist die Betrachtung der zeitlichen Variation dieser Prozesse seit der letzten Vereisung wesentlich, wobei noch die Änderung der Bathymetrie auf dem Schelf durch eustatische und isostatische Vorgänge hinzukommt. Das bedeutet in unserem Gebiet, daß selbst bei Annahme gleichbleibender Bedingungen der Wasserdynamik seit der Ausbildung der warmzeitlichen Zirkulation nach dem Ende der letzten Vereisung Sedimentations- und Erosionsraten örtlich und zeitlich

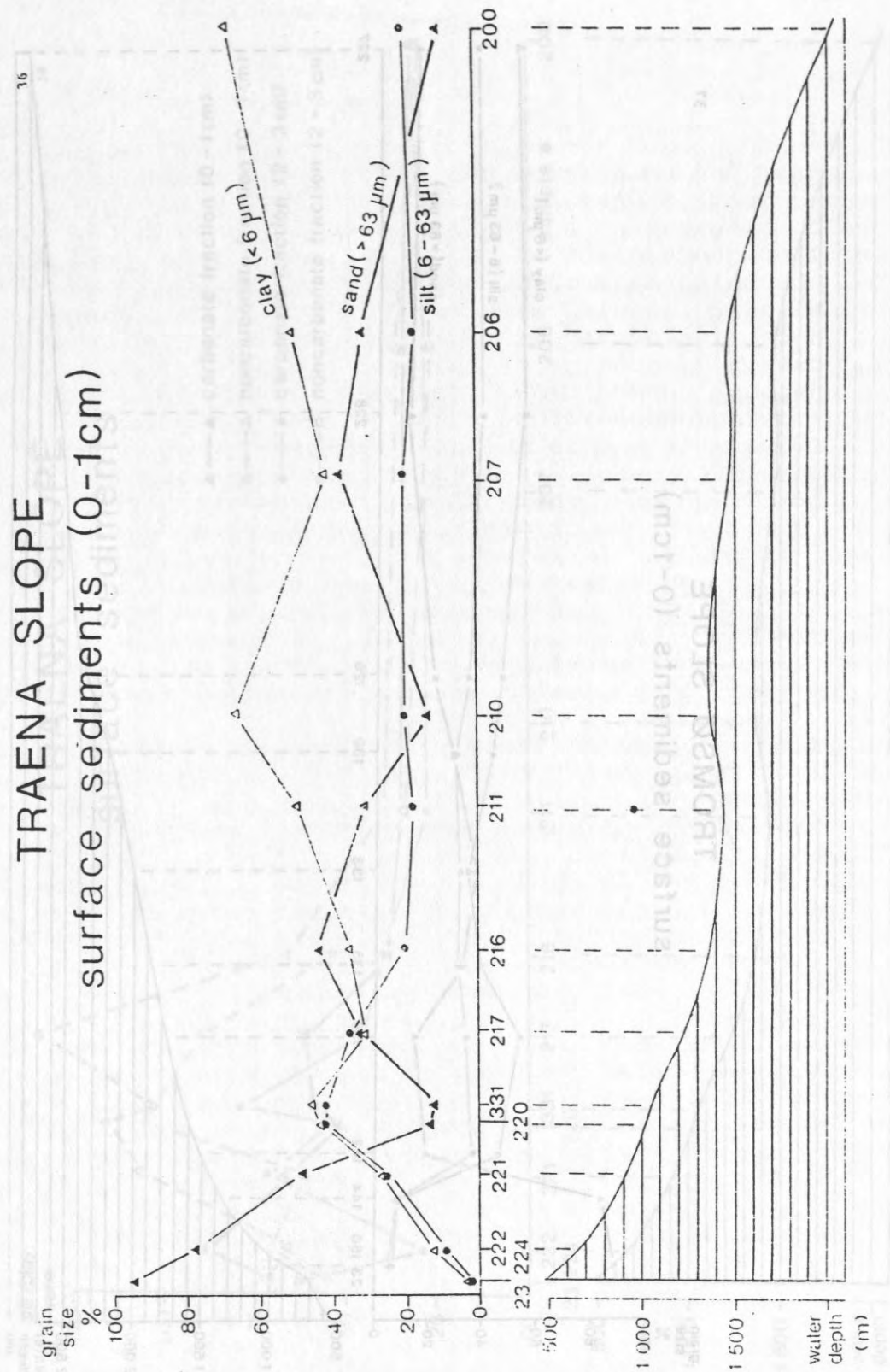


Abb. 36: Sedimentologische Eigenschaften der Oberflächensedimente vom Traena Hang und Vöring Plateau.

TROMSØ SLOPE surface sediments (0-1cm)

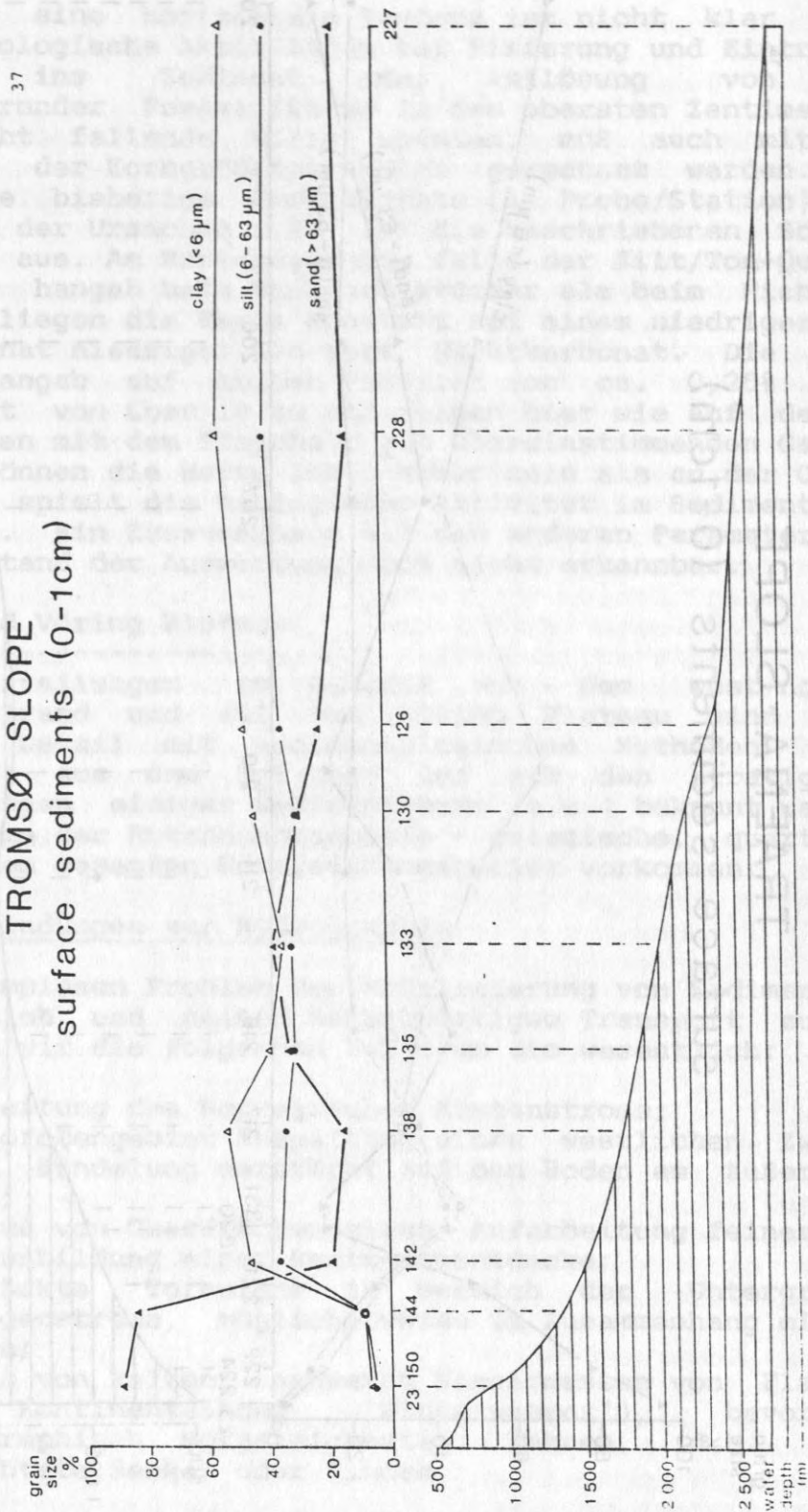


Abb. 37: Sedimentologische Eigenschaften der Oberflächensedimente vom Tromsø Hang.

TROMSØ SLOPE surface sediments

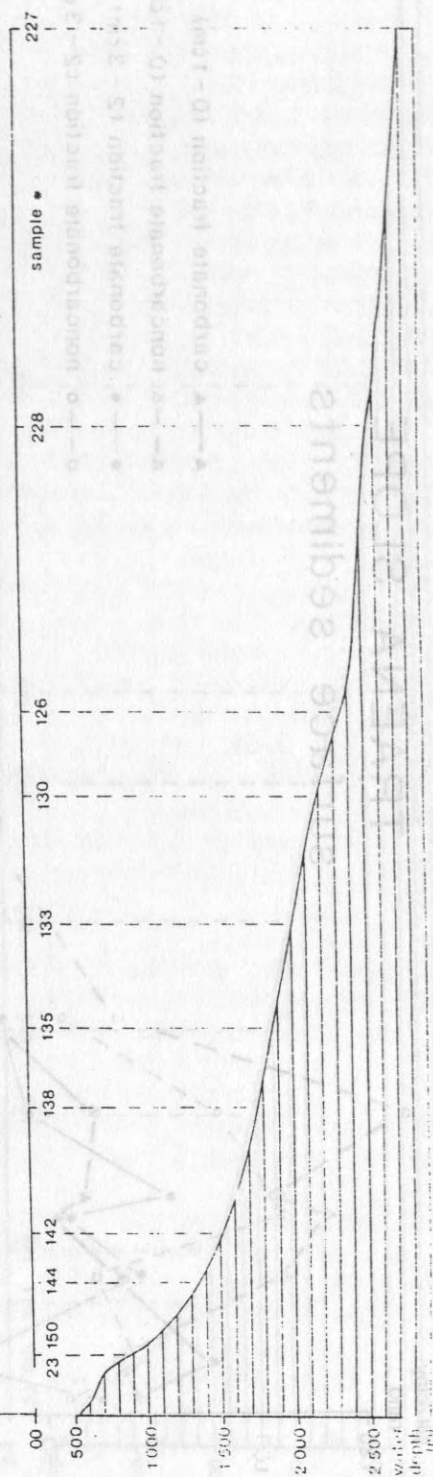
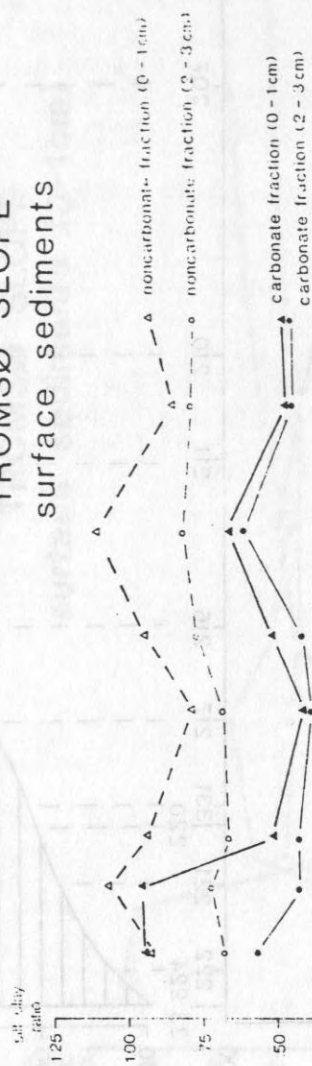


Abb. 39: Silt/Ton-Quotienten von Oberflächensedimenten vom Tromsø Hang (0 - 1 cm und 2 - 3 cm).

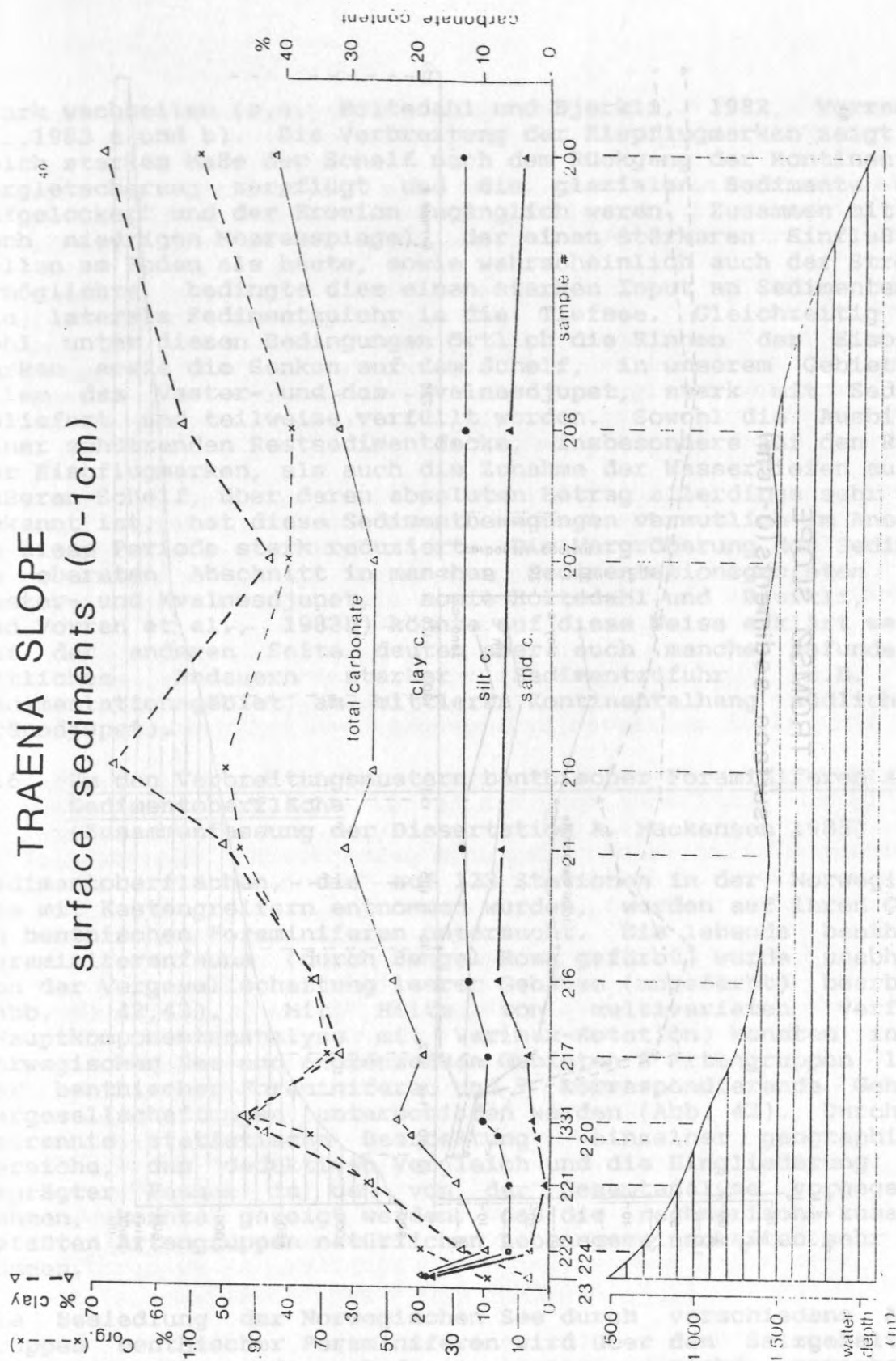


Abb. 40: Sedimentologische Eigenschaften vom Traena Hang und Vöring Plateau (0-1cm).

TROMSØ SLOPE surface sediments (0-1cm)

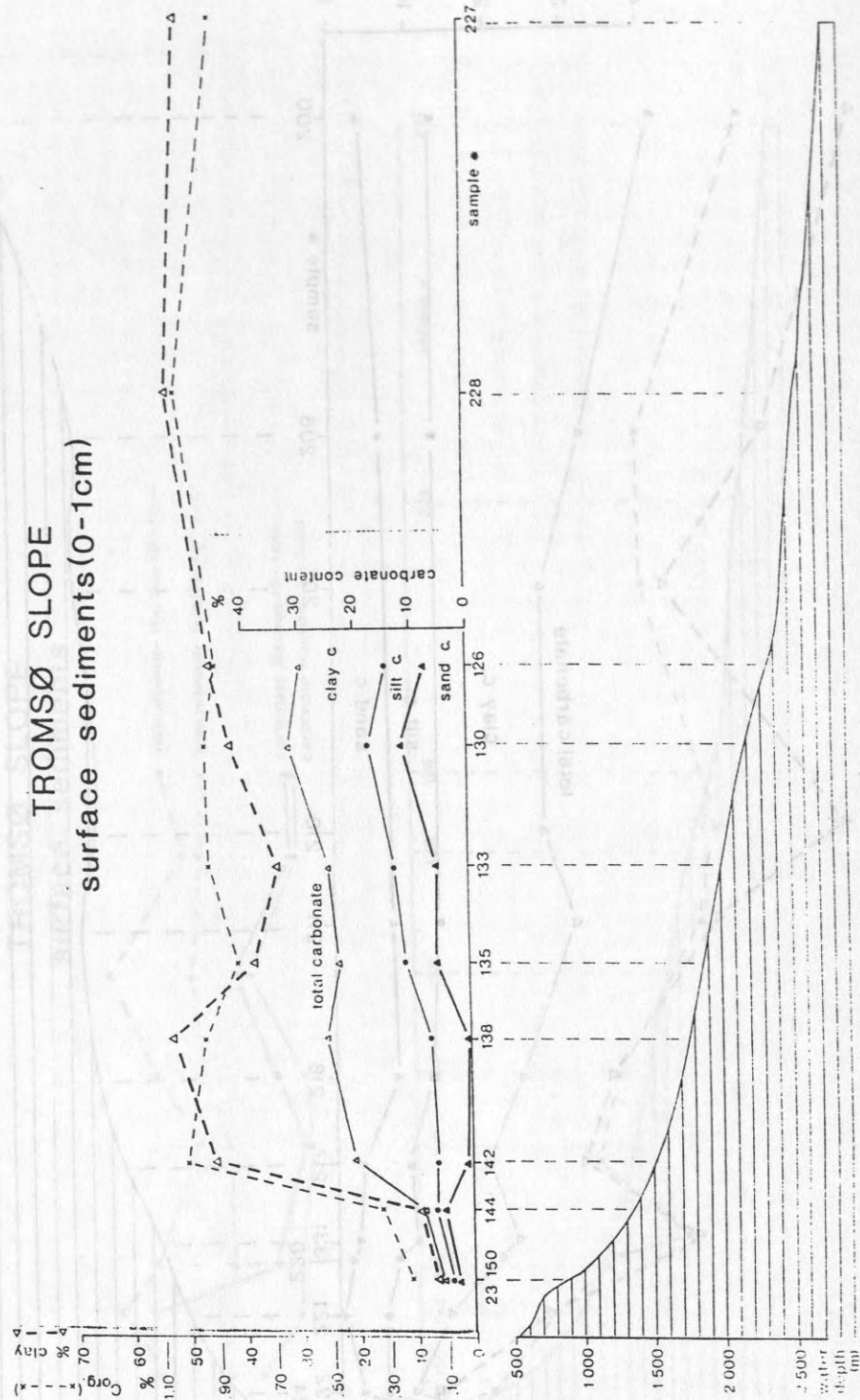


Abb. 41: Sedimentologische Eigenschaften vom Tromsø Hang (0-1cm).

stark wechselten (s.a. Holtedahl und Bjerkli, 1982, Vorren et al., 1983 a und b). Die Verbreitung der Eispflugmarken zeigt, in welchem starkem Maße der Schelf nach dem Rückgang der kontinentalen Vergletscherung zerpflügt und die glazialen Sedimente damit aufgelockert und der Erosion zugänglich waren. Zusammen mit dem noch niedrigen Meeresspiegel, der einen stärkeren Einfluß der Wellen am Boden als heute, sowie wahrscheinlich auch der Strömung ermöglichte, bedingte dies einen starken Input an Sedimenten für die laterale Sedimentzufuhr in die Tiefsee. Gleichzeitig sind wohl unter diesen Bedingungen örtlich die Rinnen der Eispflugmarken sowie die Senken auf dem Schelf, in unserem Gebiet vor allem das Vester- und das Kvalnesdjupet, stark mit Sediment beliefert und teilweise verfüllt worden. Sowohl die Ausbildung einer schützenden Restsedimentdecke, insbesondere auf den Rücken der Eispflugmarken, als auch die Zunahme der Wassertiefen auf dem äußeren Schelf, über deren absoluten Betrag allerdings sehr wenig bekannt ist, hat diese Sedimentbewegungen vermutlich im Anschluß an diese Periode stark reduziert. Die Vergrößerung der Sedimente im obersten Abschnitt in manchen Sedimentationsgebieten (z.B. Vester- und Kvalnesdjupet, sowie Holtedahl und Bjerkli, 1982, und Vorren et al., 1983b) könnte auf diese Weise erklärt werden. Auf der anderen Seite deuten aber auch manche Befunde für örtliches Andauern starker Sedimentzufuhr (z.B. das Sedimentationsgebiet am mittleren Kontinentalhang südlich des Tränadjupet).

4.6. Zu den Verbreitungsmustern benthischer Foraminiferen an der Sedimentoberfläche (Zusammenfassung der Dissertation A. Mackensen 1985)

Sedimentoberflächen, die auf 123 Stationen in der Norwegischen See mit Kastengreifern entnommen wurden, wurden auf ihren Gehalt an benthischen Foraminiferen untersucht. Die lebende benthische Foraminiferenfauna (durch Bengal Rosa gefärbt) wurde unabhängig von der Vergesellschaftung leerer Gehäuse (ungefärbt) bearbeitet (Abb. 42, 43). Mit Hilfe von multivariaten Verfahren (Hauptkomponentenanalyse mit Varimax-Rotation) konnten in der Norwegischen See und angrenzenden Gebieten 8 Artengruppen lebender benthischer Foraminiferen und 7 korrespondierende Gehäuse-Vergesellschaftungen unterschieden werden (Abb. 42). Durch die getrennte statistische Bearbeitung einzelner geographischer Bereiche, den deduktiven Vergleich und die Eingliederung lokal geprägter Faunen in den von der Gesamtanalyse vorgegebenen Rahmen, konnte gezeigt werden, daß die rechnerisch zusammengefaßten Artengruppen natürlichen Lebensgemeinschaften sehr nahe kommen.

Die Besiedlung der Norwegischen See durch verschiedene Artengruppen benthischer Foraminiferen wird über den Salzgehalt und die Temperatur der Bodenwassermassen nicht entscheidend gesteuert. Dagegen scheinen die Art und die Menge der zugeführten Nahrung, sowie die Beschaffenheit des Substrats ausschlaggebend zu sein.

Die Siedlungsdichte benthischer Foraminiferen ist in der Norwegischen See bis in Wassertiefen von 3000 m hoch, fällt dann aber zum Tiefsten der Becken stark ab. Überdurchschnittlich hohe Siedlungsdichten sind am südlichen norwegischen Kontinentalhang

zwischen 600 und 800 m Wassertiefe und am nördlichen Kontinentalrand zwischen 900 und 1200 m nachgewiesen.

In der Norwegischen See nimmt die Diversität der lebenden benthischen Foraminiferenfauna mit zunehmender Tiefe ab. Dieser Trend wird von der Vergesellschaftung leerer Gehäuse bestätigt.

Ein Vergleich der Siedlungsgebiete der 5 Artengruppen benthischer Foraminiferen, die auf dem oberen norwegischen Kontinentalhang und auf dem Island-Schottland Rücken leben, mit den jeweils gemessenen Salzgehalts- und Temperaturwerten der Bodenwassermasse, mit der Konfiguration der überlagernden Wassermassen, den Strömungsbedingungen und dem Substrat (Korngrößenspektrum, CaCO_3 - und organischer C-Gehalt) zeigt:

Die Cibicides lobatulus Artengruppe lebt auf dem norwegischen Schelf und auf der atlantischen Flanke des Island-Färöer Rückens zwischen 500 und 1200 m Wassertiefe in Gebieten, die durch starke und unregelmäßige Bodenströmungen geprägt sind. Dort wird nicht sedimentiert und sandig-kiesiges bis steiniges Substrat herrscht vor.

Die Cassidulina laevigata Artengruppe lebt auf dem nördlichen Nordsee-Plateau in 120 m Wassertiefe in/auf gut sortierten Sanden unter atlantisch geprägten hydrographischen Bedingungen.

Die Trifarina angulosa Artengruppe besiedelt die Schelfkante und den oberen Kontinentalhang bis in ca. 500 m Wassertiefe. Im Untersuchungsgebiet ist diese Artengruppe an warme, salzreiche Wassermassen atlantischen Ursprungs geknüpft. Ein die Verbreitung steuernder Einfluß des sandigen, gut "durchlüfteten" Substrats wird zusätzlich deutlich.

Die Melonis zaandami Artengruppe prägt die lebende Foraminiferenfauna um das Norwegen Becken zwischen ca. 500 und 1200 m Wassertiefe. Der Einfluß nimmt nach Norden stark ab. Die Höhe der Zufuhr partikulärer organischer Substanz küstennaher Herkunft scheint die Verbreitung weitgehend unabhängig von Wassermassen und Substrat zu beeinflussen.

Die Cassidulina teretis Artengruppe stellt ab ca. 700 m Wassertiefe sukzessiv größere Anteile an der benthischen Foraminiferenfauna und dominiert unter ca. 1200 m bis in ca. 1500 m. Die Anforderungen dieser Artengruppe an ihre Umwelt sind denen der M. zaandami Artengruppe sehr ähnlich, nur scheint C. teretis besonders an sehr kalte Bodenwassermassen adaptiert zu sein und damit, unterhalb von 100 m, M. zaandami überlegen zu sein.

Ein Vergleich der 3 Tiefsee-Artengruppen, die die unteren bathyalen und abyssalen Biotope unter den gleichen, überlagernden Wassermassen bewohnen, mit den organischen C-Gehalten und der Korngrößenzusammensetzung des Oberflächensediments zeigt:

Die Cribr stomoides subglobosum Artengruppe besiedelt in der Norwegischen See Gebiete am unteren Kontinentalhang, die durch hauptsächlich pelagische Sedimentation mit jedoch wechselndem terrigenen Eintrag gekennzeichnet sind. Die Zufuhr von Nahrung

aus dem Pelagial und die Verfügbarkeit von siltigem terrigenen Baumaterial sind für die Verbreitung dieser agglutinierenden Artengruppe wichtig.

Die Verbreitung der Cibicidoides wuellerstorfi Artengruppe korreliert in der Norwegischen See mit sandigem Oberflächensediment. Eine Dominanz der C.wuellerstorfi Artengruppe wird wahrscheinlich von der Höhe der Primärproduktion und der Verfügbarkeit relativ groben Substrats mit unruhigem Mikrorelief gesteuert. Cibicidoides wuellerstorfi und Epistominella exigua leben vermutlich epibenthisch.

Die Oridorsalis umbonatus Artengruppe besiedelt die tiefsten Becken der Norwegischen See unter 3000 m. Eine Lebensweise von Oridorsalis umbonatus und Triloculina frigida als Bestandteil der Infauna ist wahrscheinlich.

Ein Vergleich der zur Zeit der Probennahme lebenden benthischen Foraminiferenfauna mit der Vergesellschaftung leerer Gehäuse zeigt:

Am oberen Kontinentalhang der südlichen Barentssee, nördlich 71°N, deuten starke Unterschiede in der Zusammensetzung der Lebend- und Totfauna auf Massenbewegungen in den letzten 2000 bis 4000 Jahren vor heute.

Am südlichen norwegischen Kontinentalhang konnte ein rezenter stetiger Hangabtransport zwischen 600 und 800 m Wassertiefe nachgewiesen werden, initiiert durch interne Wellen unterhalb des Norwegenstroms.

Am nördlichen norwegischen Kontinentalrand ist Hangabtransport zwischen 70 und 2000 m Wassertiefe feststellbar. Den Hang hinab stürzendes, schweres und kaltes Winterwasser aus der Barentssee und vom nördlichen norwegischen Schelf kann eine Verfrachtung des Oberflächensediments bis in große Tiefen bewirken.

Die für die Interpretation pleistozänen Kernmaterials aus arktischen Gebieten wichtige Elphidium excavatum lebt heute in den untersuchten Gebieten nicht. Zusätzlich wurde gezeigt, daß Cassidulina reniforme nur unterhalb der atlantischen Wassermasse unter sehr kalten Bedingungen siedelt. Auf dem Schelf vorkommende Gehäuse sind einer Reliktfauna zuzurechnen, oder sie sind re-sedimentiert.

In der Norwegischen See ist selektive Lösung benthischer Foraminiferengehäuse nicht nachgewiesen worden.

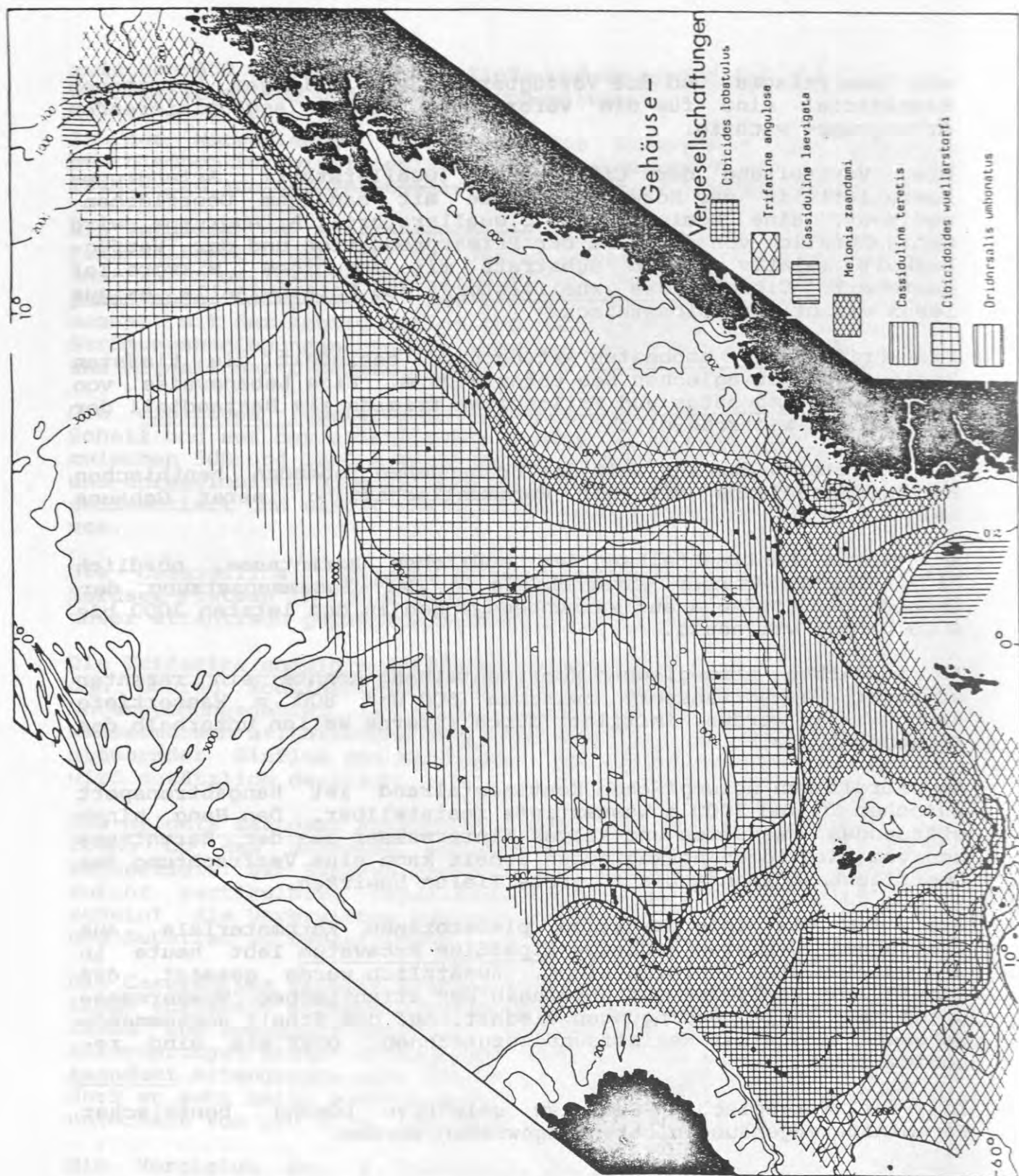


Abb. 42: Karte der Verbreitung der 7 Gehäuse-Vergesellschaftungen toter benthischer Foraminiferen in der Norwegischen See und angrenzenden Gebieten. Dargestellt ist die jeweils höchste Faktorladung. Aus Mackensen, 1985.

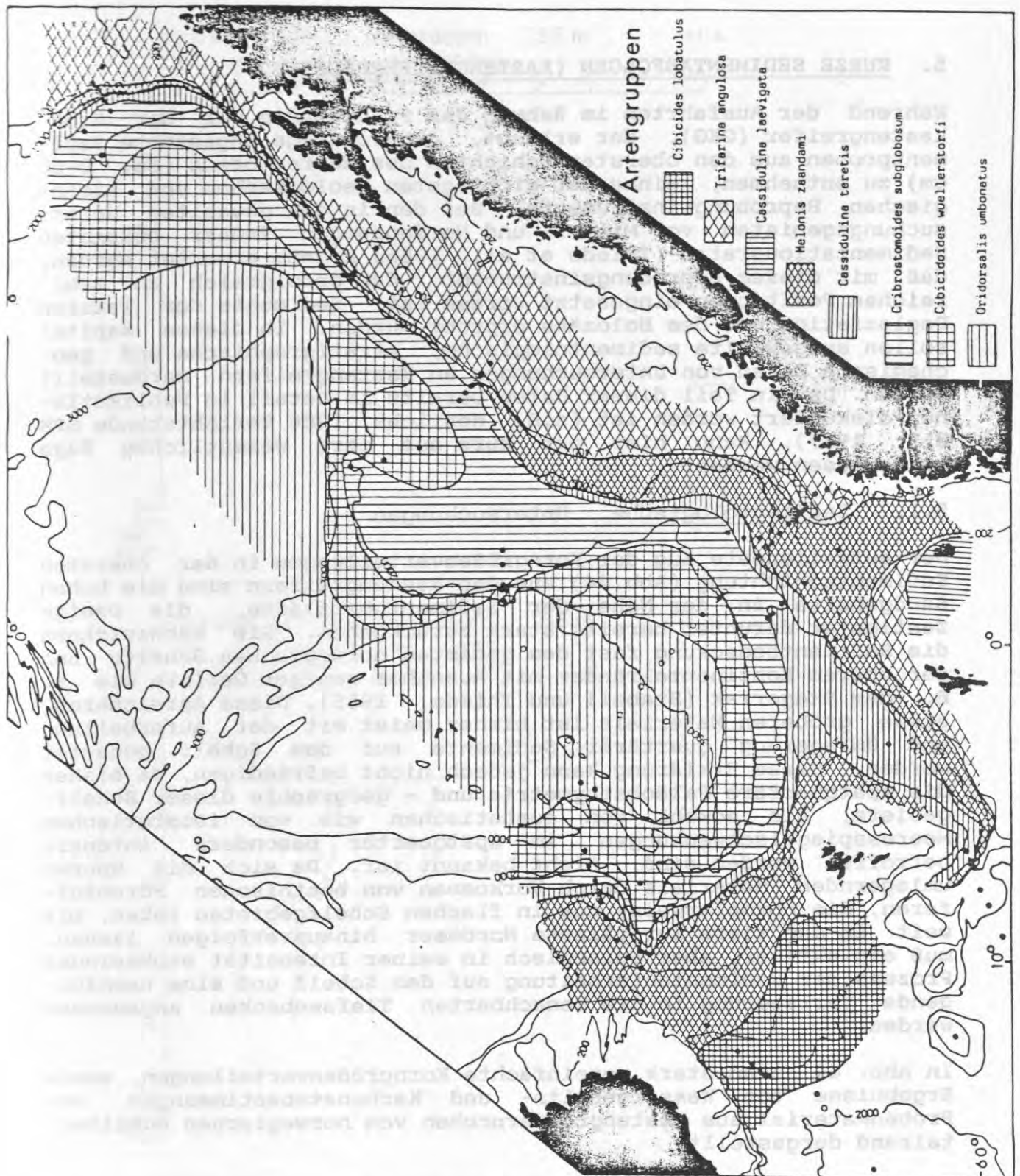


Abb. 43: Karte der Verbreitung der 8 Artengruppen lebender benthischer Foraminiferen in der Norwegischen See und angrenzenden Gebieten. Dargestellt ist das Gebiet der jeweils höchsten Faktorladung. Aus Mackensen, 1985.

5. KURZE SEDIMENTABFOLGEN (KASTENGREIFERPROFILE)

Während der Ausfahrten im Rahmen der Pilotstudie war der Großkastengreifer (GKG), der erlaubt, großvolumige ungestörte Sedimentproben aus den obersten Schichten des Meeresbodens (ca. 0-50 cm) zu entnehmen, eines der wichtigsten geologischen und biologischen Beprobungsinstrumente. Bei den in den gewählten Untersuchungsgebieten vor Mittel- und Nordnorwegen früher bekannten Sedimentationsraten (Thiede et al., 1986) konnte erwartet werden, daß mit diesem Beprobungsinstrument, das erfolgreich an zahlreichen Positionen eingesetzt worden ist, Sedimente der letzten Deglaziation und des Holozäns erprobt wurden. In diesem Kapitel sollen ausgewählte sedimentologische, stratigraphische und geochemische Daten von Untersuchungen an Kastengreifern dargestellt werden. Da ein Teil dieser Daten bereits im Detail in Publikationen diskutiert worden ist (z.B. Henrichs, 1986 Berichtsbände SFB 313, 1987), kann hier nur kurz auf ihre wesentlichen Züge hingewiesen werden.

5.1. Sedimentologische Untersuchungen

Der auffallendste Zug der Korngrößenverteilungen in der obersten Sedimentschichtung (Abb.44) aus den Kastengreifern sind die hohen Sandgehalte in der Nähe der Sedimentoberfläche, die wenige Zentimeter darunter bereits stark zurückgehen. Sie kennzeichnen die Sedimentbedeckung fast des gesamten norwegischen Schelfs und der oberen Kontinentalränder mit Ausnahme weniger Gebiete wie z. B. dem Skagerrak (Stabell und Thiede, 1985). Diese Anreicherung etwas gröberen Materials ist bisher meist mit der Aufarbeitung und Umlagerung quartärer Sedimente auf dem Schelf gedeutet worden. Diese Erklärung kann jedoch nicht befriedigen, da bisher die spätquartäre Paläobathymetrie und -geographie dieser Schelfgebiete, die sowohl von eustatischen wie von isostatischen Meeresspiegelschwankungen im Spätquartär besonders intensiv betroffen worden sind, nicht bekannt ist. Da sich die Spuren umlagernden Materials durch Vorkommen von benthischen Foraminiferen, die normalerweise nur in flachen Schelfgebieten leben, bis weit in das tiefe Europäische Nordmeer hinausverfolgen lassen, muß ein aktiver, aber episodisch in seiner Intensität wechselnder Prozess der Sedimentaufarbeitung auf dem Schelf und eine nachfolgende Verlagerung in die benachbarten Tiefseebecken angenommen werden.

In Abb. 44 sind stark vereinfachte Korngrößenverteilungen, sowie Ergebnisse von Wassergehalts- und Karbonatsbestimmungen vom Probenmaterial aus Kastengreiferproben vom norwegischen Kontinentalrand dargestellt.

5.2. Grobkornanalyse und Untersuchungen zur Karbonatlösung

Um Stratigraphie und Sedimentzusammensetzung über die in Kap. 5.1 dokumentierten Daten hinaus zu erfassen, wurden umfangreiche Untersuchungen zur quantitativen Komponentenanalyse der Grobfraction, zu Bestimmungen der CaCO_3 - und C -Gehalte der Sedimente, sowie zur Karbonatlösung durchgeführt. Ein Teil dieser Daten ist in einer Arbeit von Henrich (1986) publiziert worden, aus dem folgende Zusammenfassung und die Abb. 45 - 51 und Tafel 1-3 entnommen worden sind. Die untersuchten Kerne ordnen sich

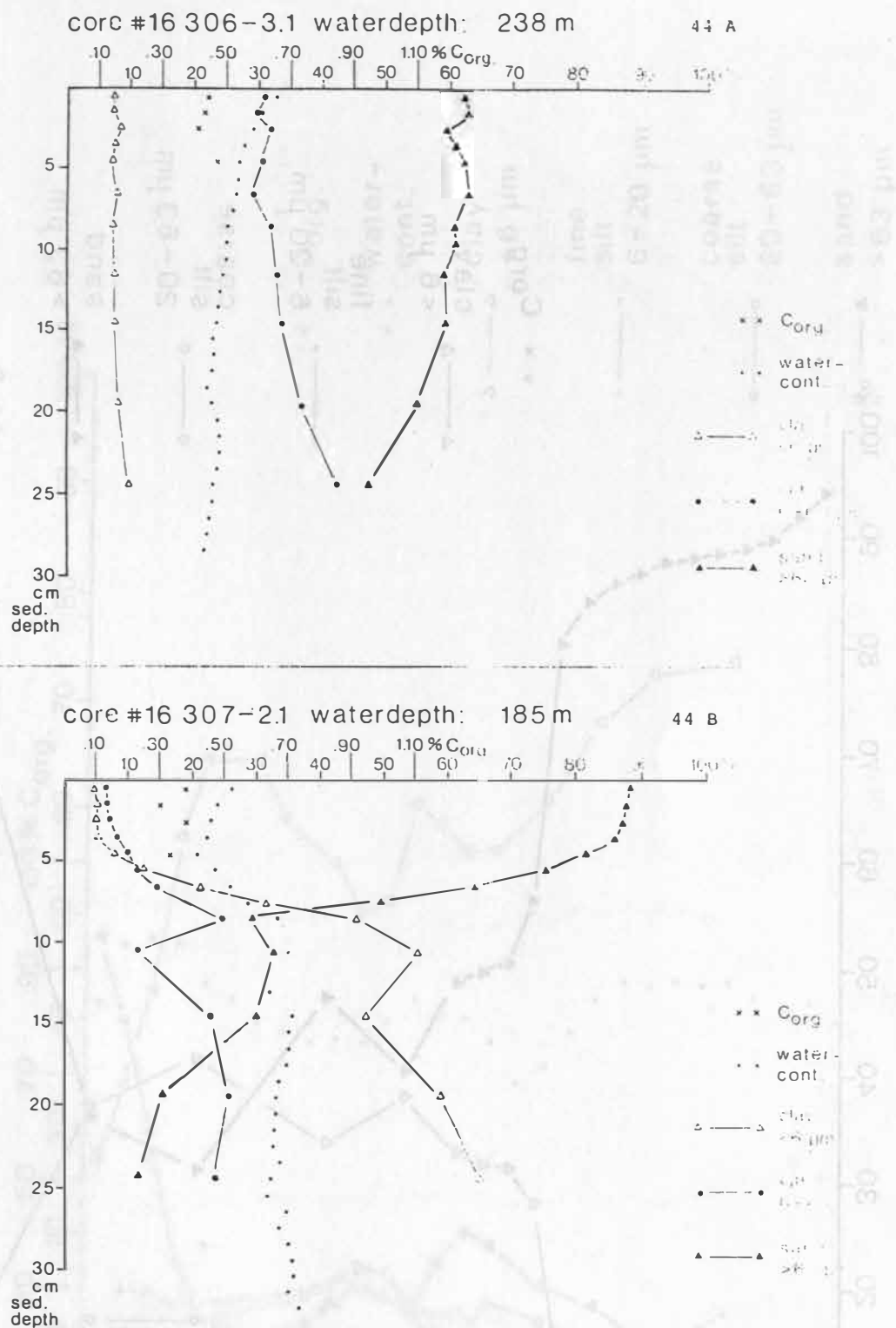
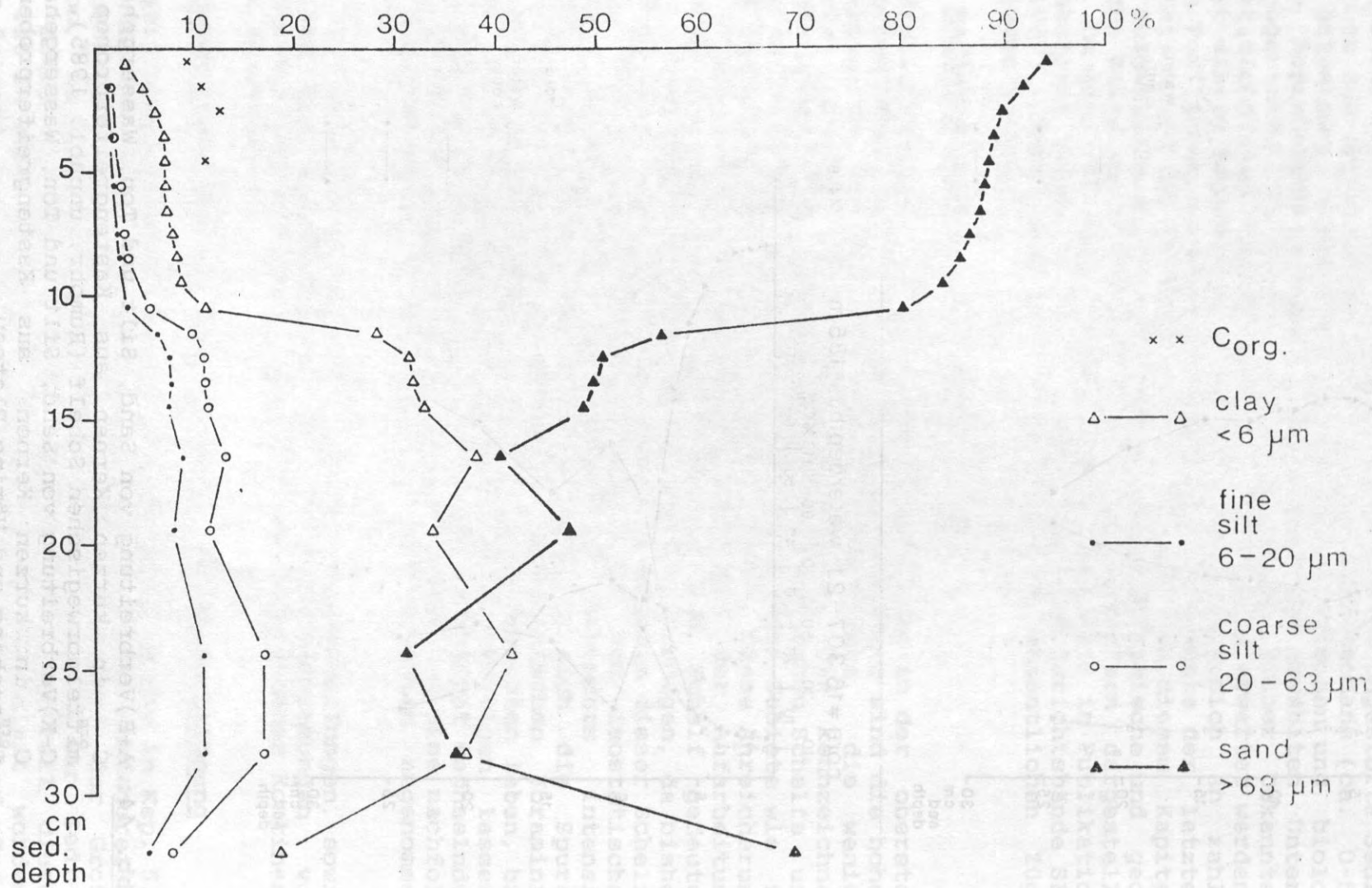


Abb. 44: A+B) Verbreitung von Sand, Silt und Ton, Wassergehalt und C_{org} in kurzen Kernen aus Kastengreiferproben vom mittelnorwegischen Schelf (Rumohr, unpubl. 1985). C-K) Verbreitung von Sand, Silt und Ton, Wassergehalt und C_{org} in kurzen Kernen aus Kastengreiferproben am Träenahang und Vöring Plateau.

core # 23 224

waterdepth: 470 m

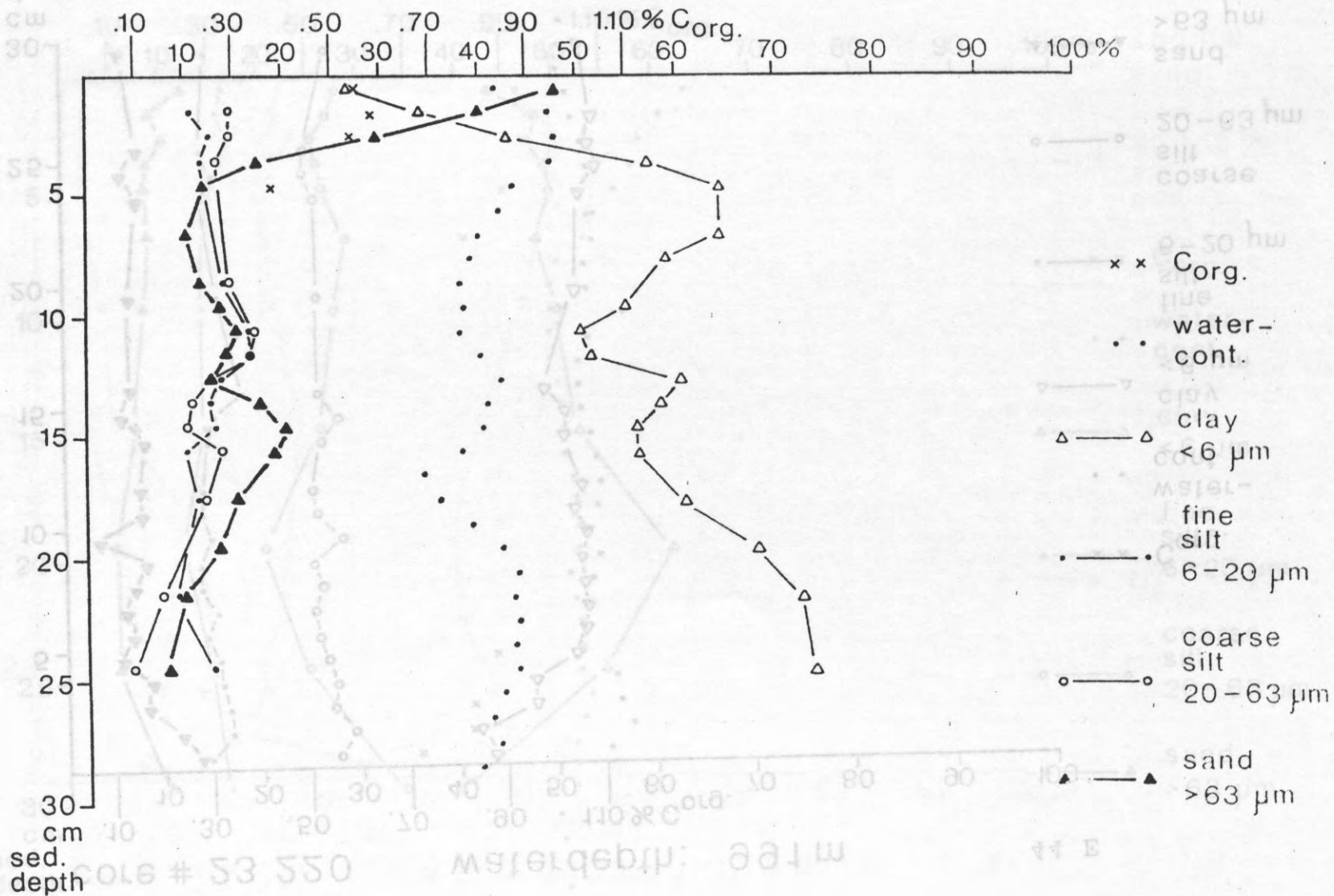
44 c



core # 23 221

waterdepth: 886 m

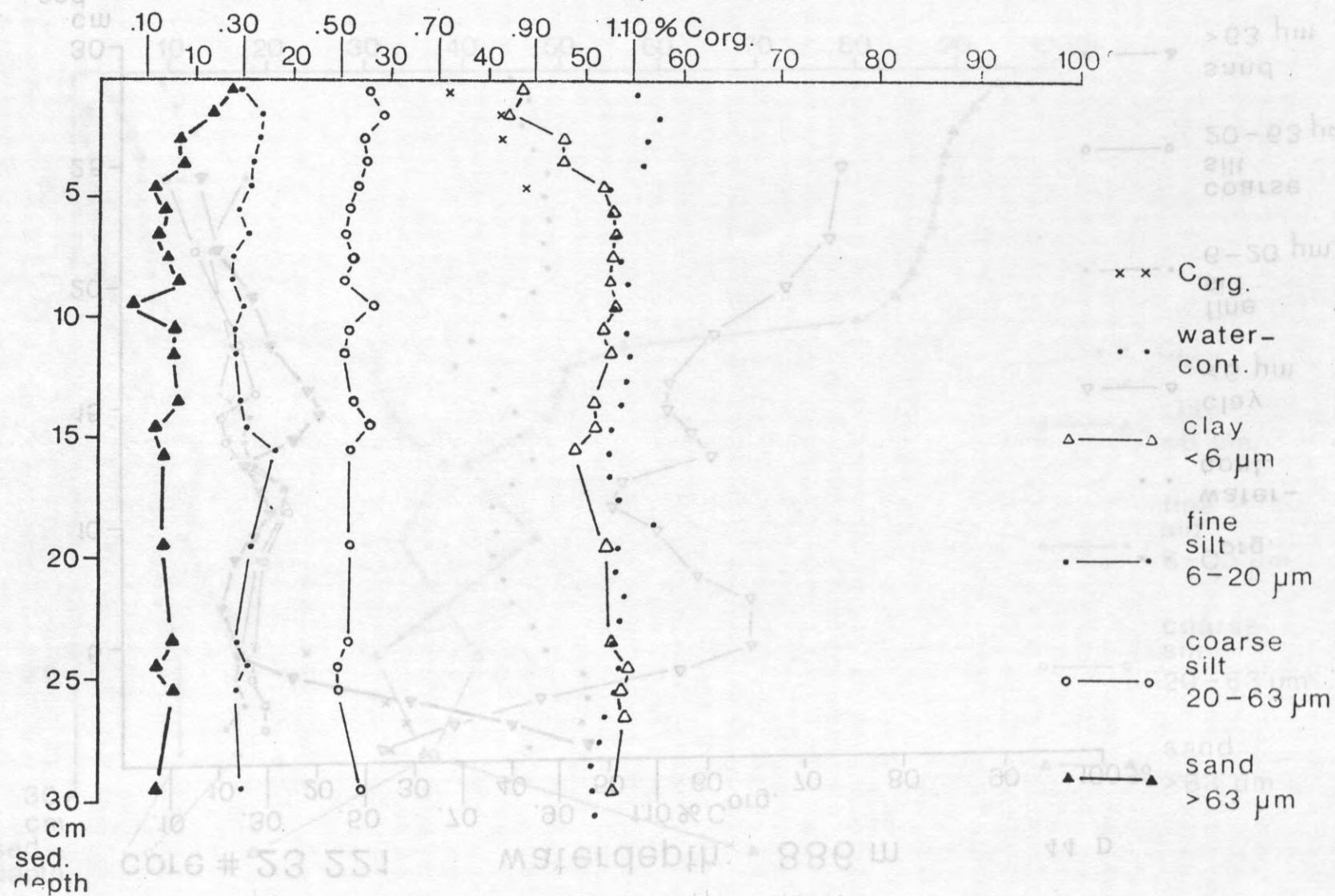
44 D



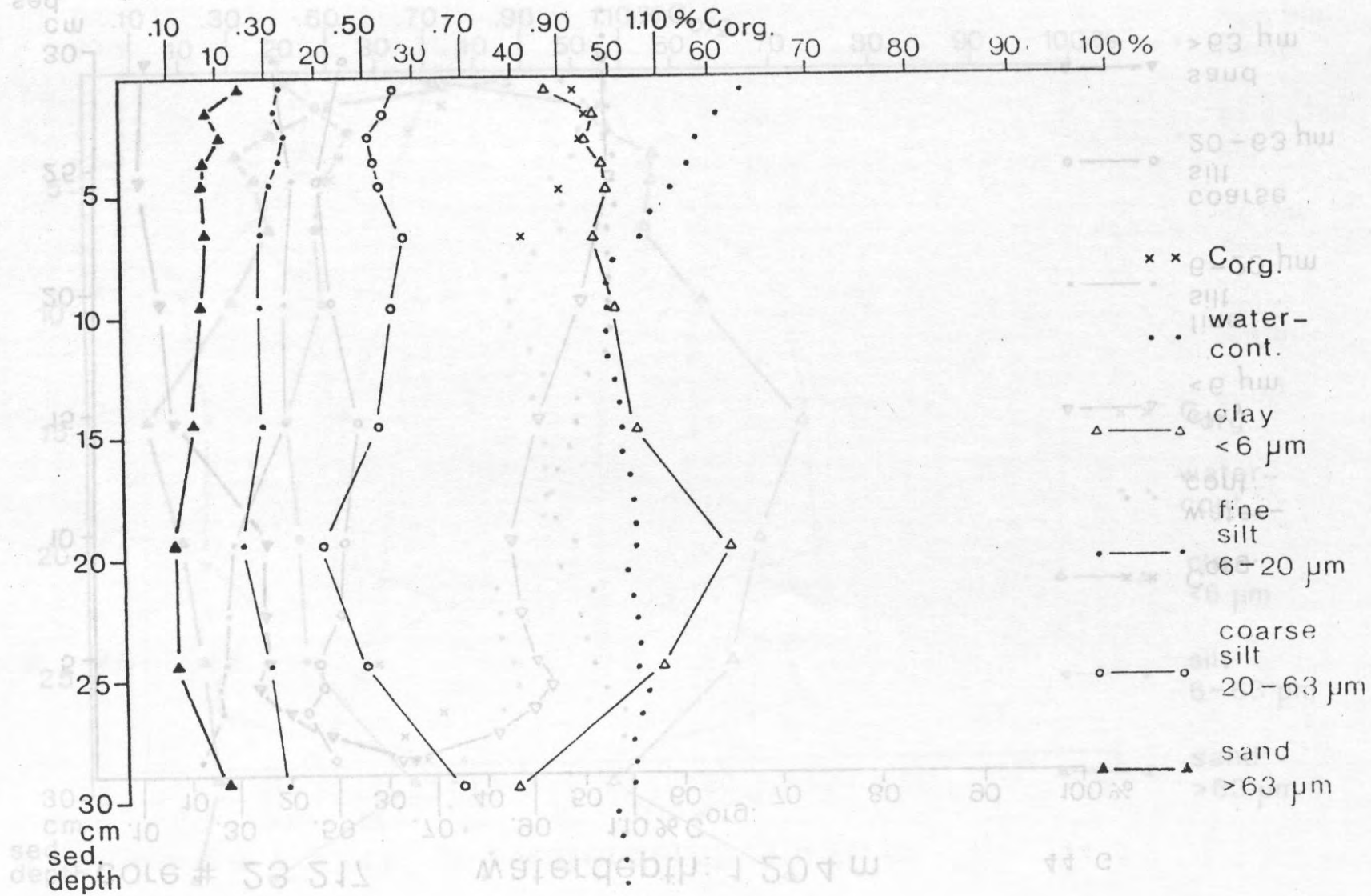
core # 23 220

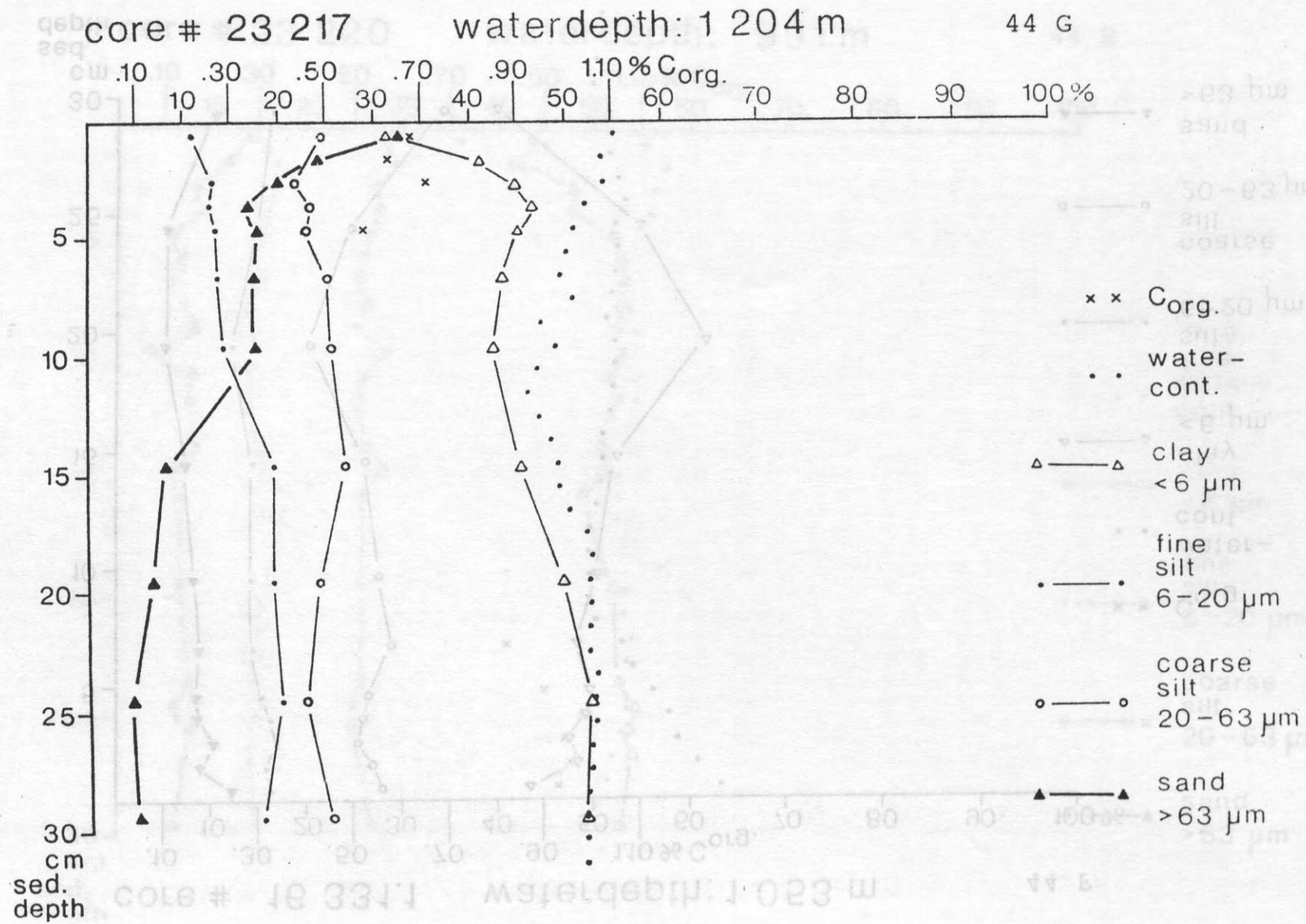
waterdepth: 991 m

44 E



core # 16 331.1 waterdepth: 1 053 m 44 F

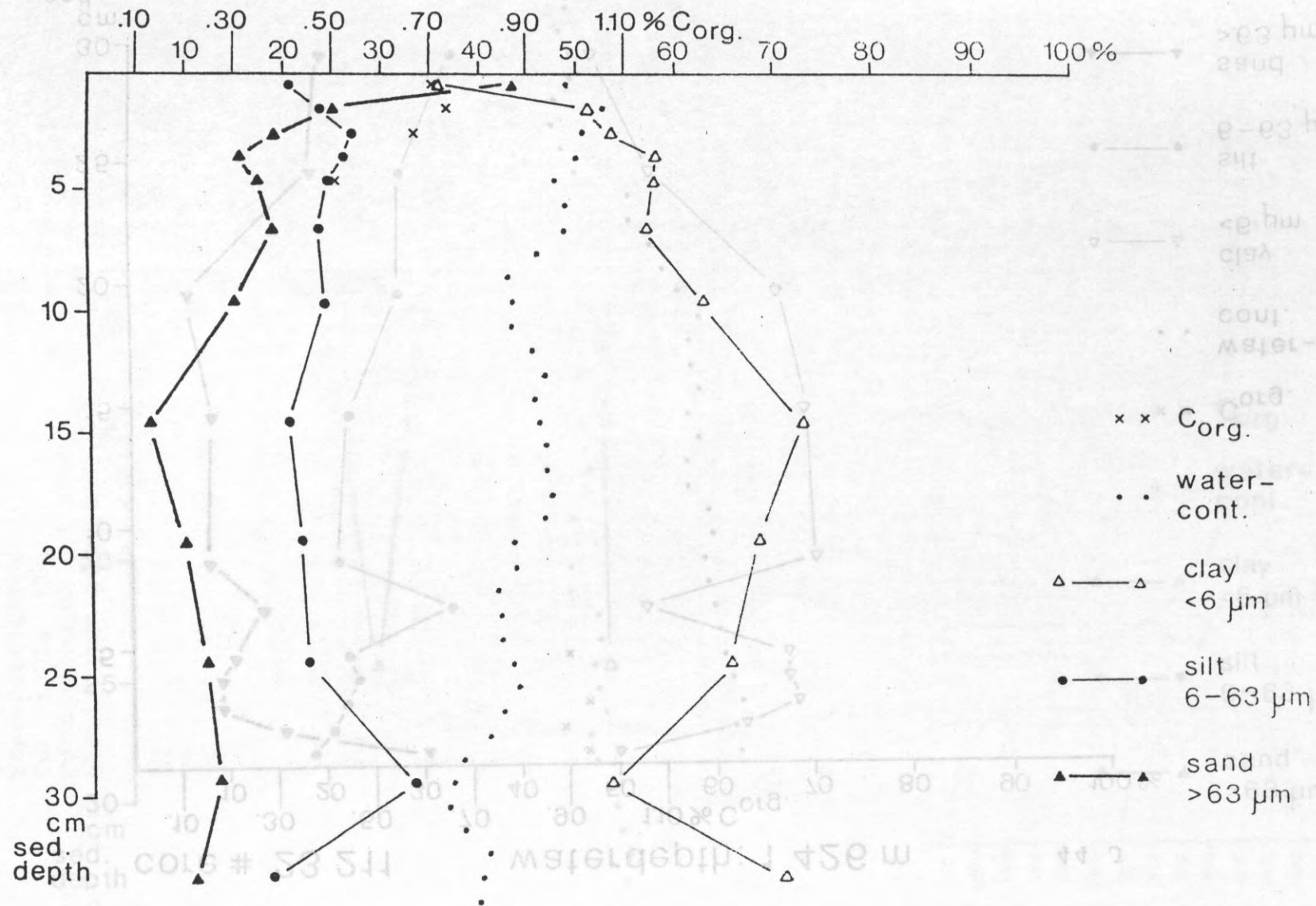




core # 23 216

waterdepth: 1 336 m

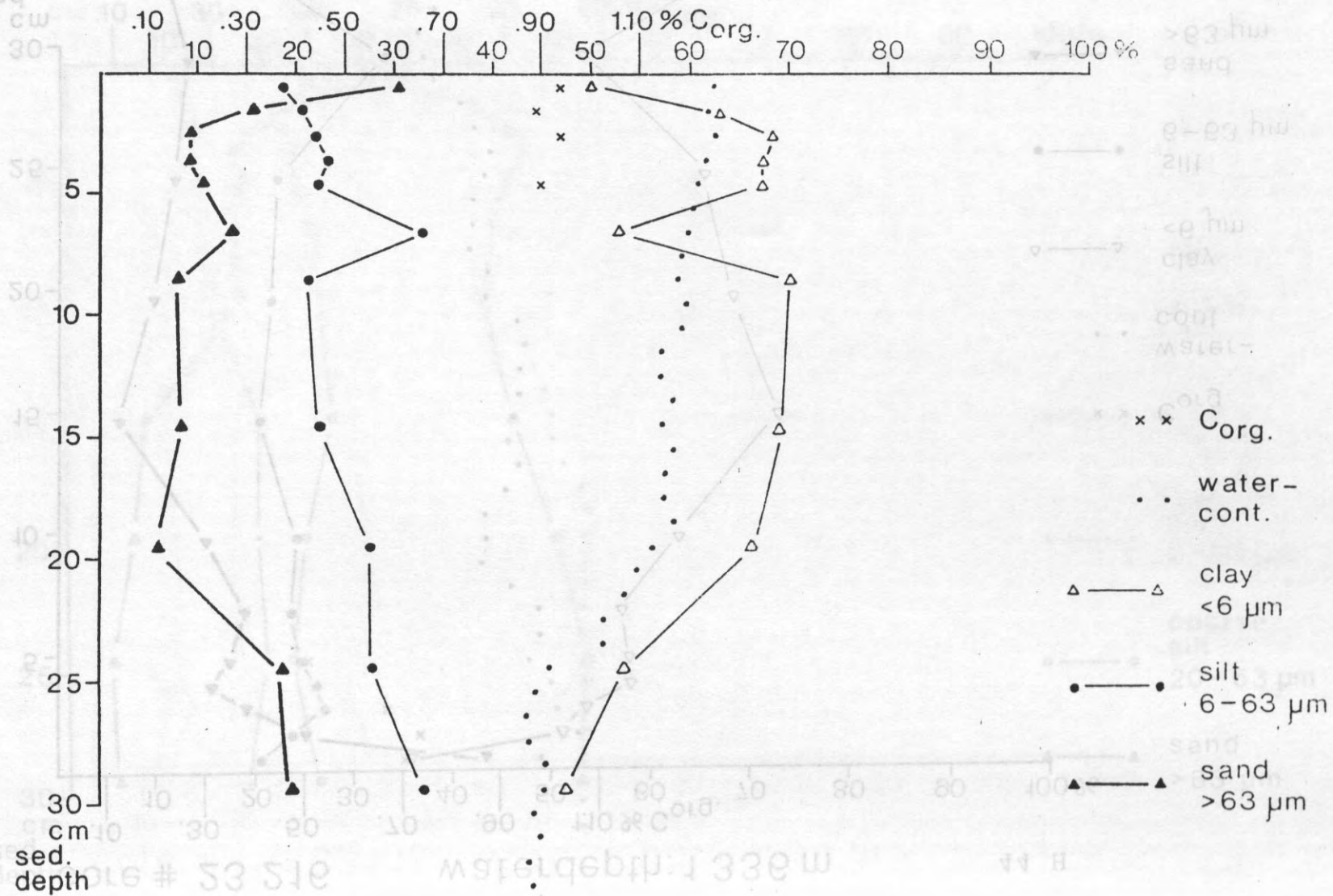
44 H



core # 23 211

waterdepth: 1 426 m

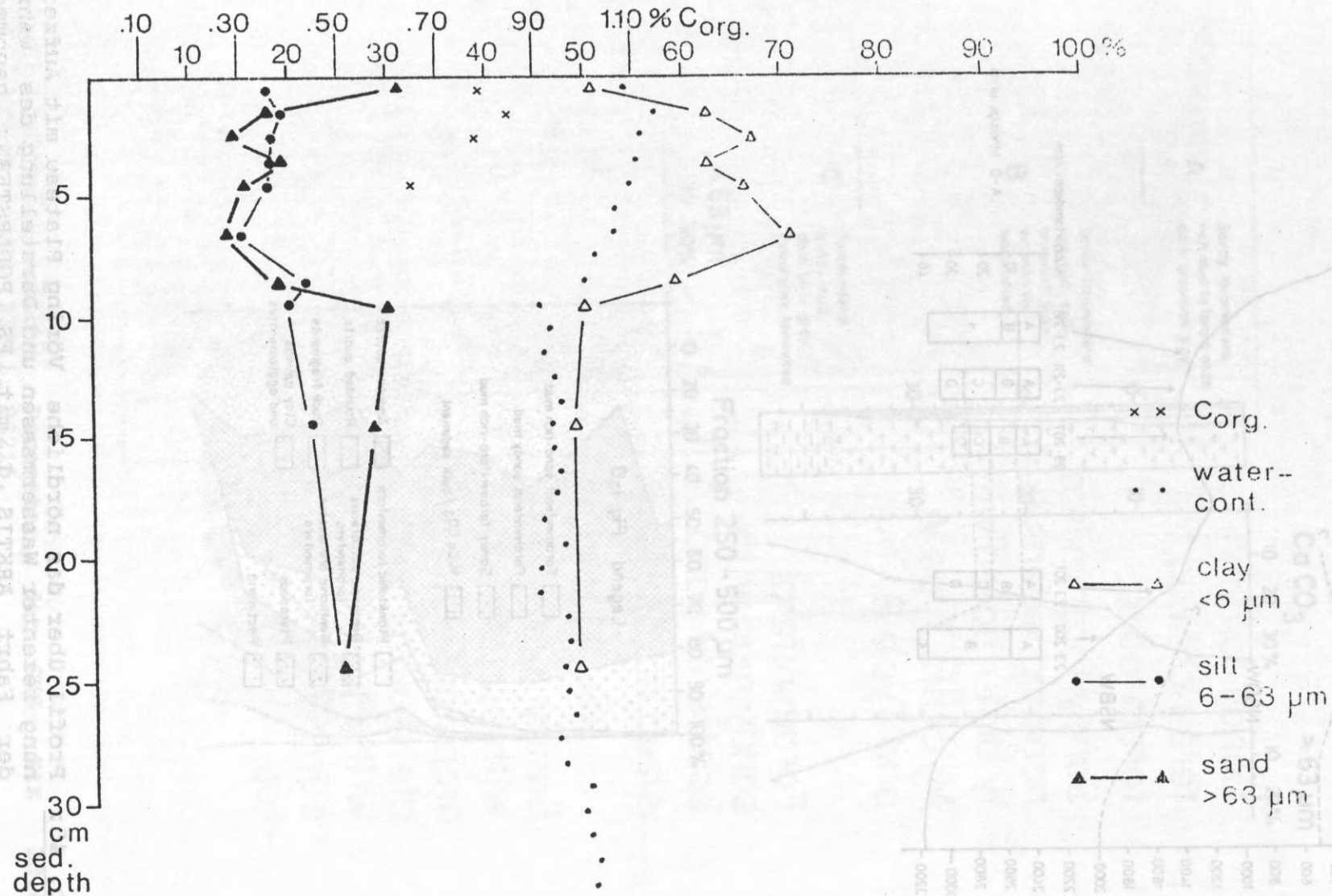
44 J

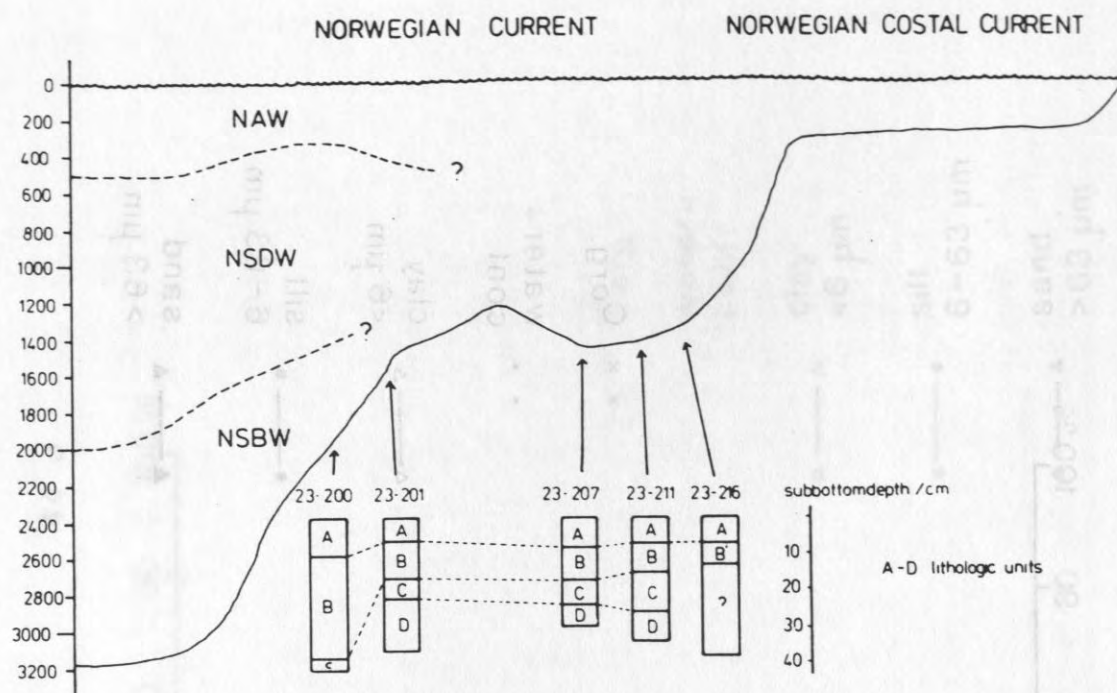


core # 23 206

waterdepth: 1 407m

44 K





Legend Fig. 1-13

- | | | | |
|--|-----------------------------------|--|-------------------------------|
| | Foraminiferal sand-rich mud | | Angular quartz |
| | Foraminiferal sandy mud | | Rounded quartz |
| | Sandy foraminifera-rich mud | | Rock fragments |
| | %CaCO ₃ /bulk sediment | | Clay pellets and agglomerates |
| | Planktonic foraminifera | | |
| | Benthonic calcareous foraminifera | | |
| | Benthonic arenaceous foraminifera | | |
| | Pteropods | | |
| | Pectinaria | | |

Abb. 45: Profil über das nördliche Vøring Plateau mit Aufzeichnung rezenter Wassermassen und Darstellung des während der Fahrt ARKTIS I mit FS POLARSTERN genommenen Kastengreiferprofils (Augstein et al., 1984 a). cf. Tab. 2.

23-200

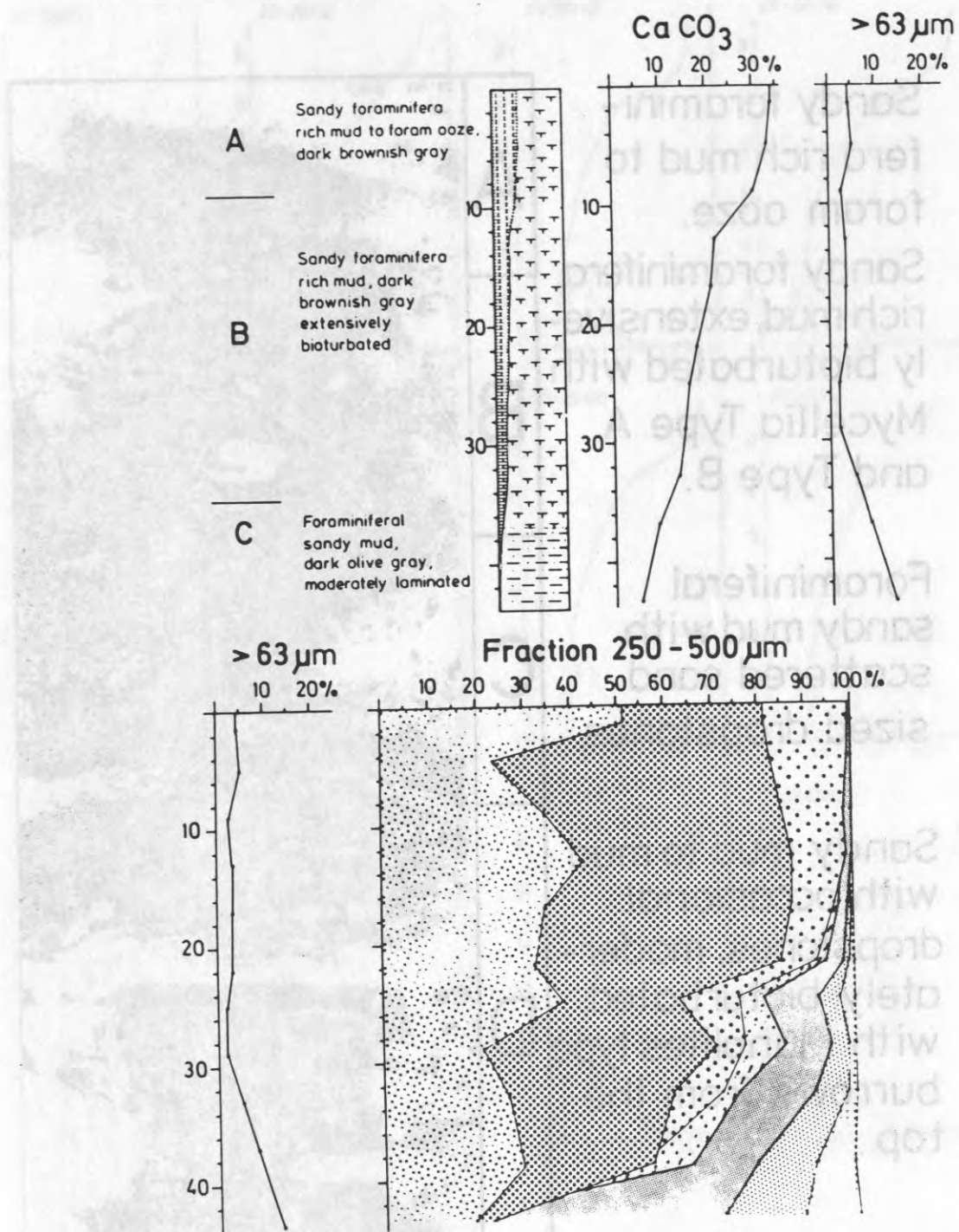


Abb. 46: Sedimentologische Parameter der GKG GIK 23200, 23201, 23207, 23211, 23216.

Lithologic
Description

Lith.
Units

X-ray Radiograph
GIK 23-201

Sandy foraminifera rich mud to foram ooze.

Sandy foraminifera rich mud, extensively bioturbated with Mycellia Type A and Type B.

Foraminiferal sandy mud with scattered sand sized dropstones.

Sandy mud to mud with occasional dropstones, moderately bioturbated with Planolites type burrows from the top.

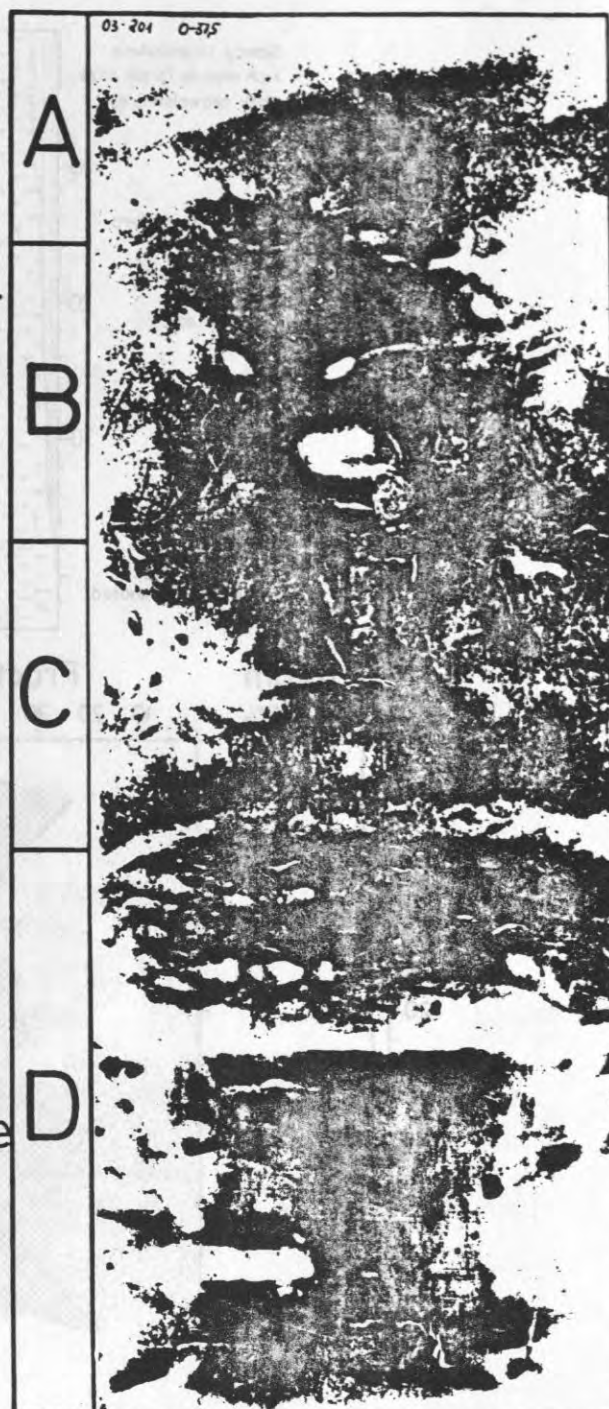


Abb. 47: Sedimentstrukturen und Bioturbation anhand von Radiographien des GKG GIK 23201.

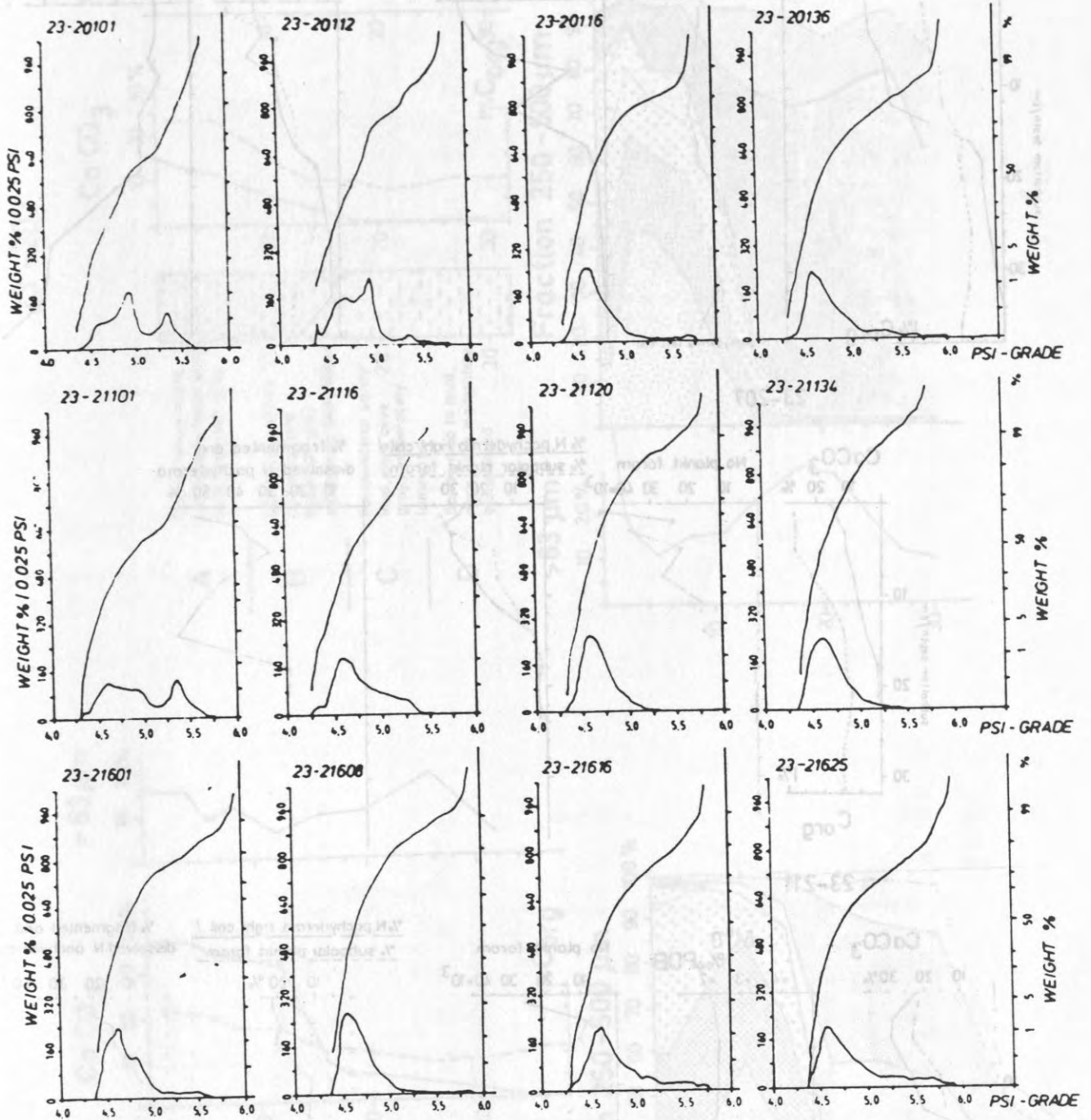
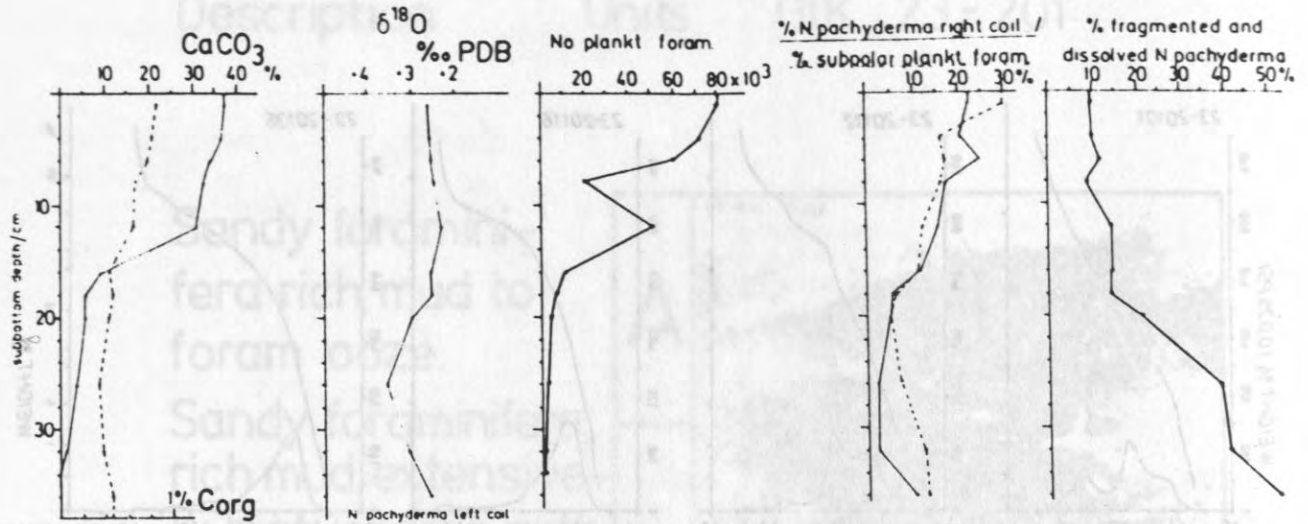
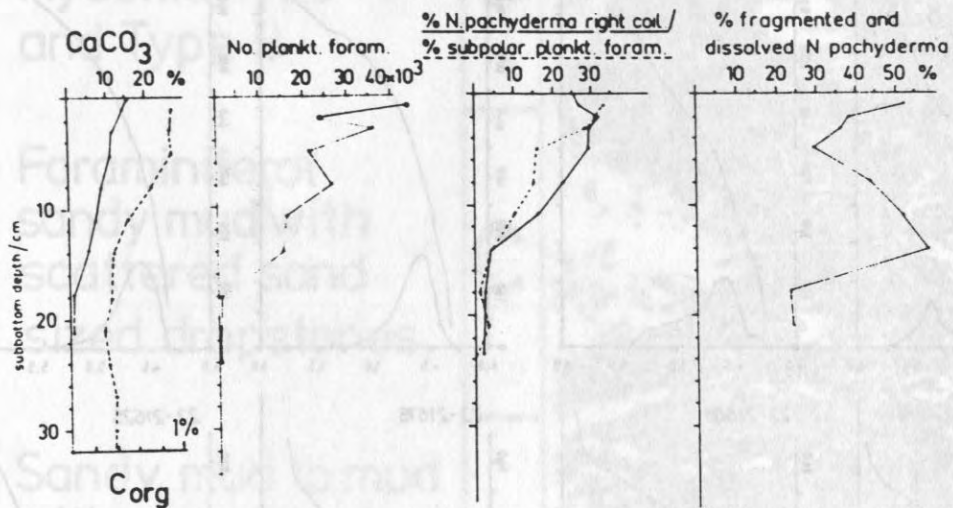


Abb. 48: Korngrößenverteilung der Grobfraktion in GKG GIK 23201, 23211 und 23216.

23-201



23-207



23-211

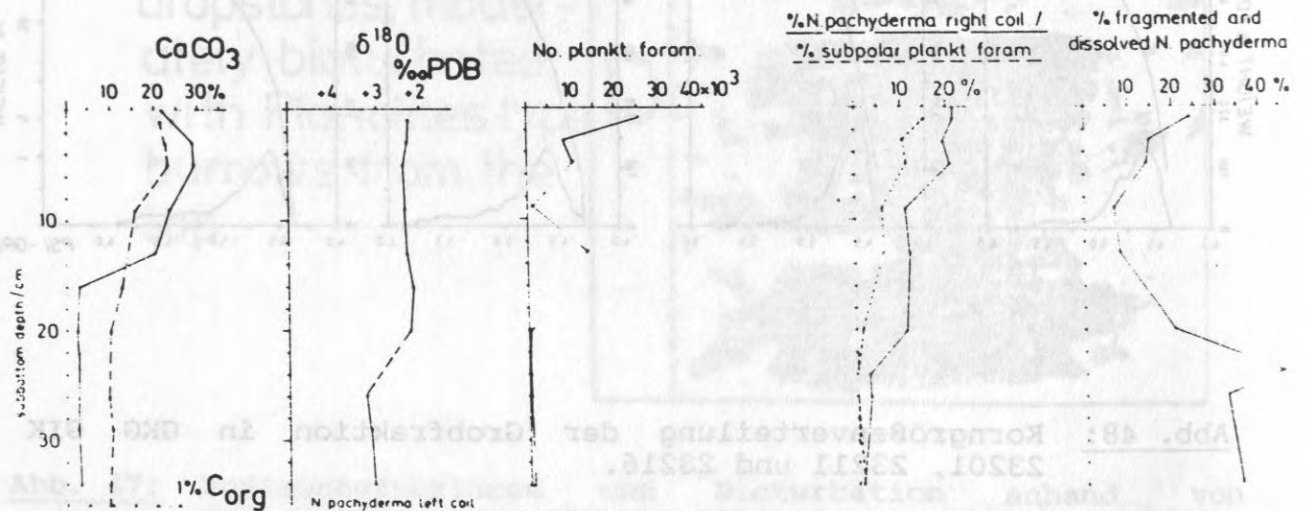
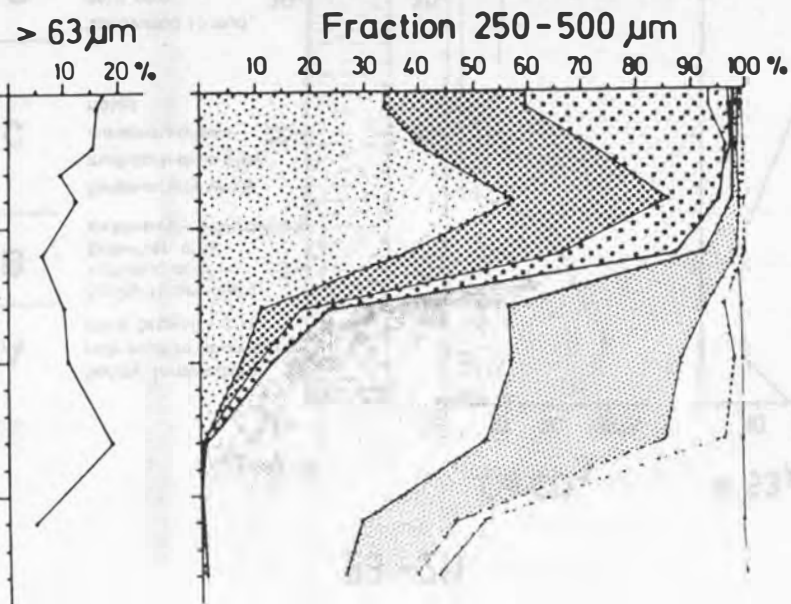
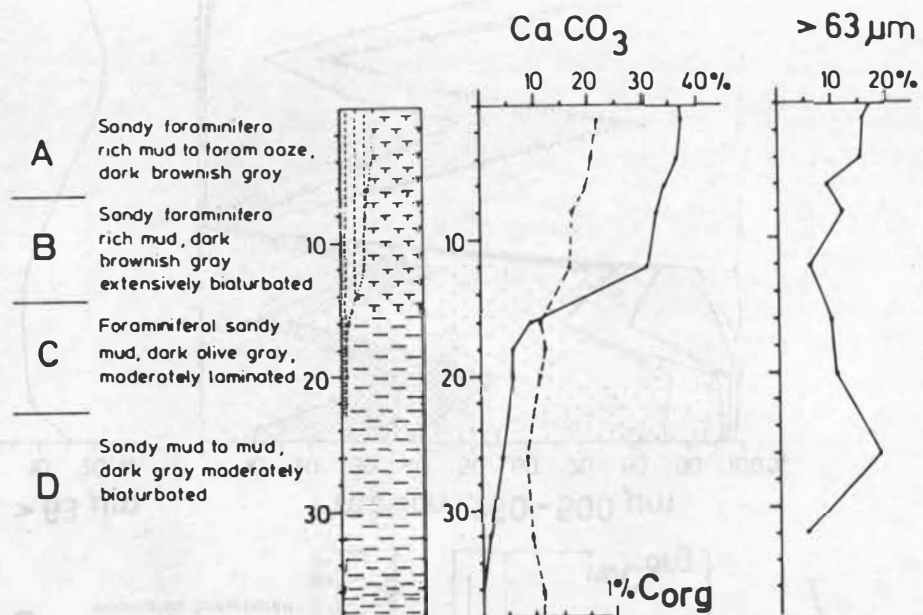
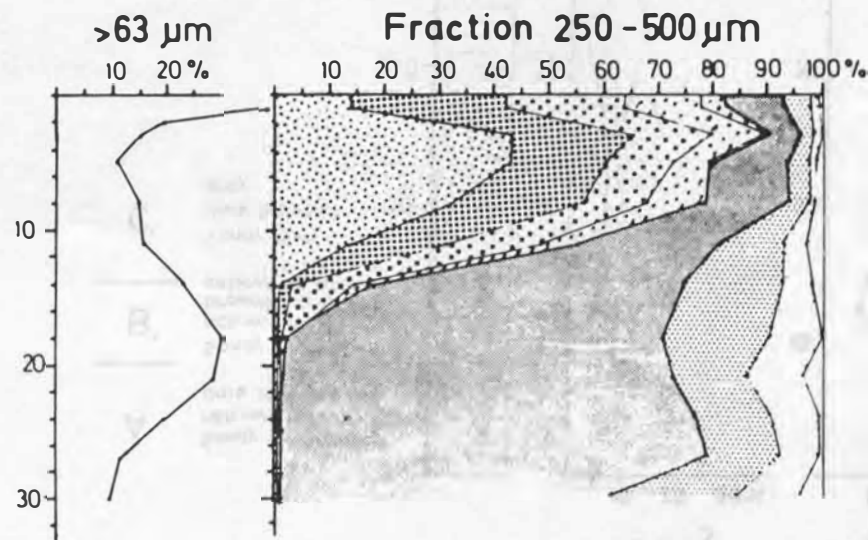
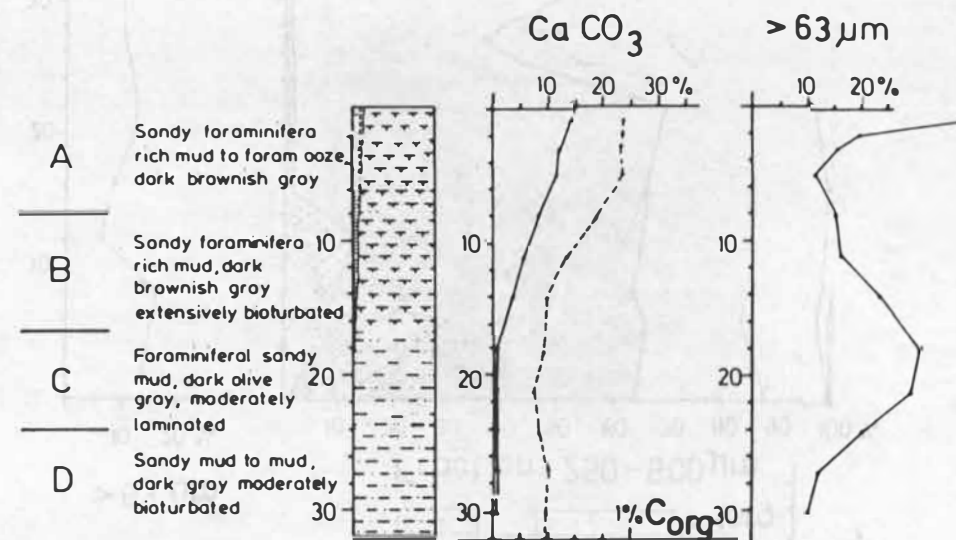


Abb. 49: Parameter der Produktivität und Karbonatlösung in GKG GIK 23201, 23207 und 23211.

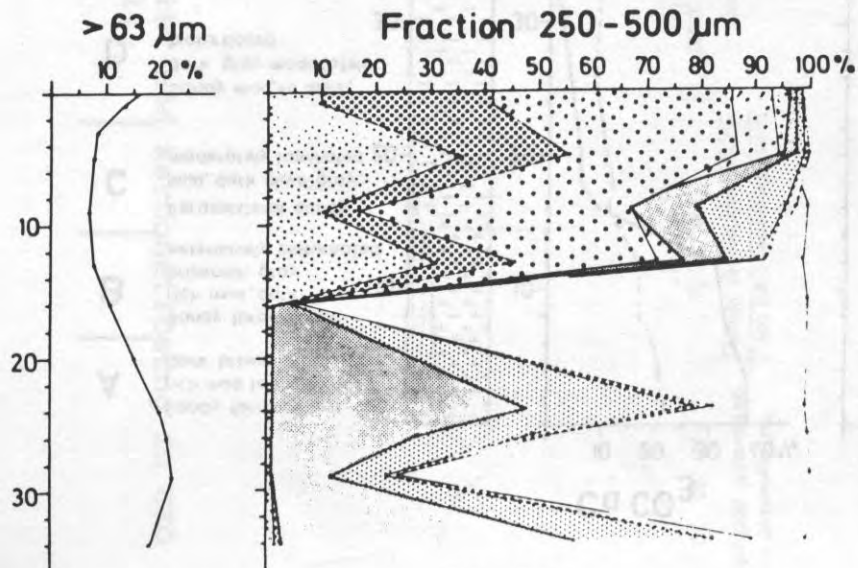
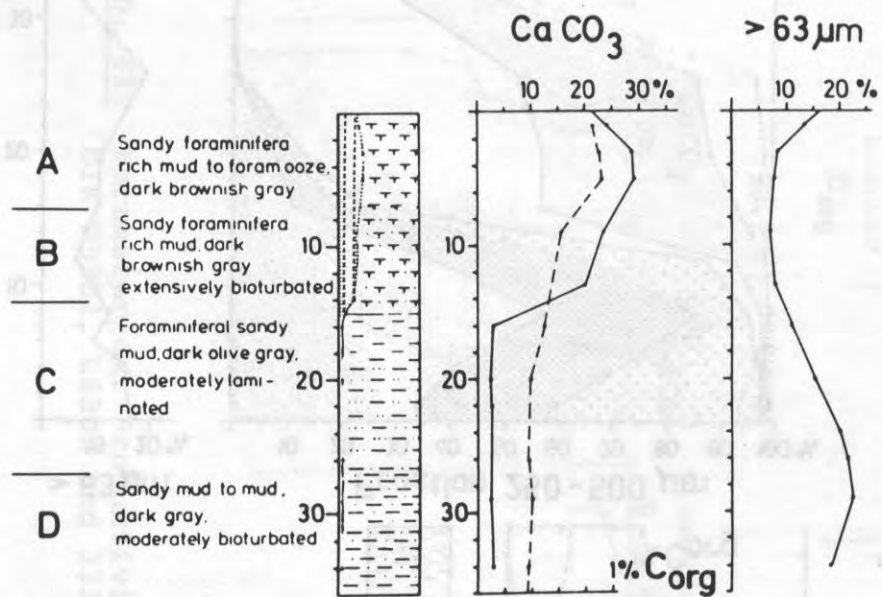
23-201



23-207



23-211



23-216

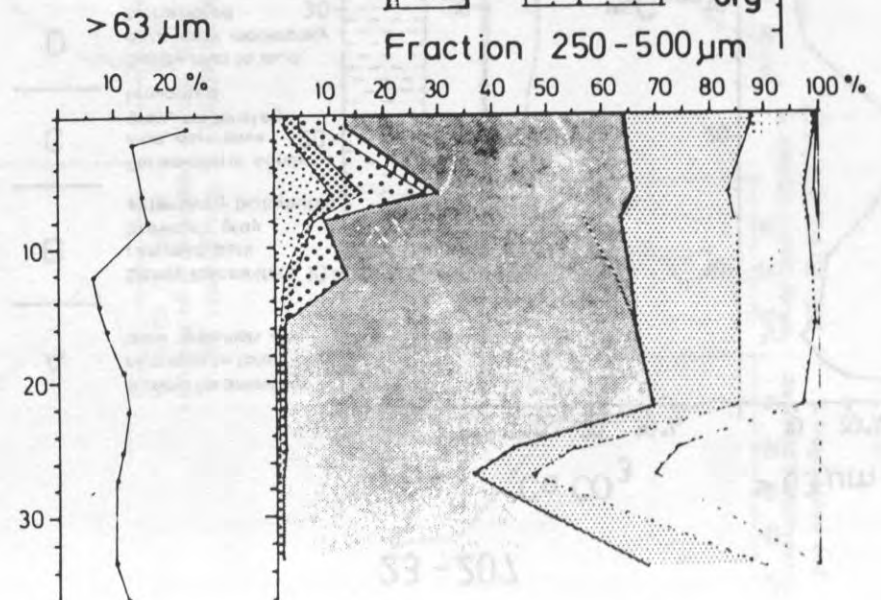
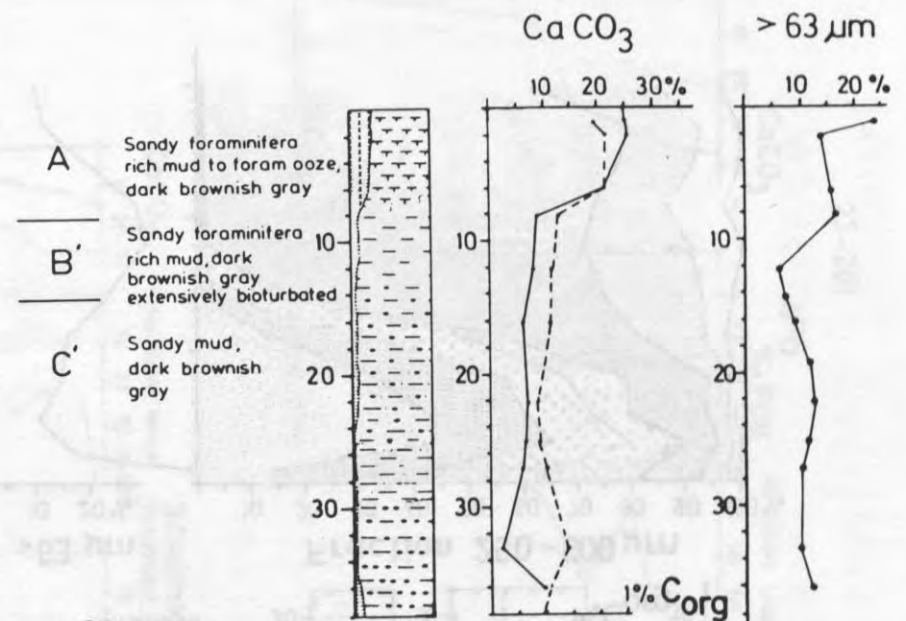


Plate I - III: N. pachyderma larva in water. I state: no larval development during

Plate I

Unaffected larva with intact integument. B. larva with damaged integument. C. larva with damaged integument. D. larva with damaged integument. (D-O-K)

% fragmented and dissolved left and right
coiling N. pachyderma in core GIK 23-201

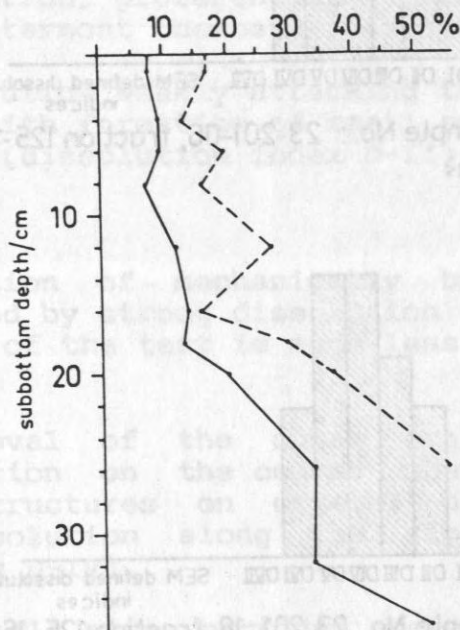
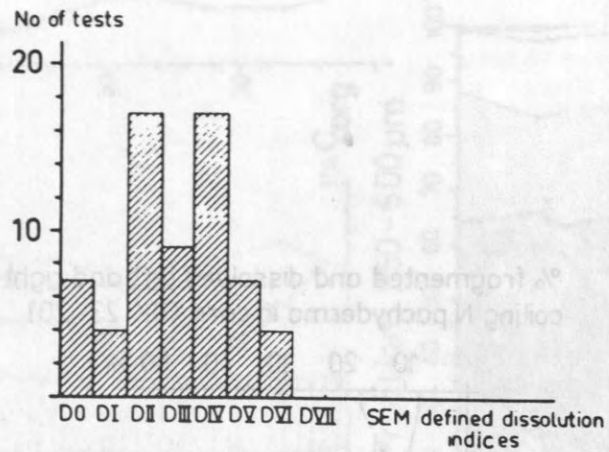
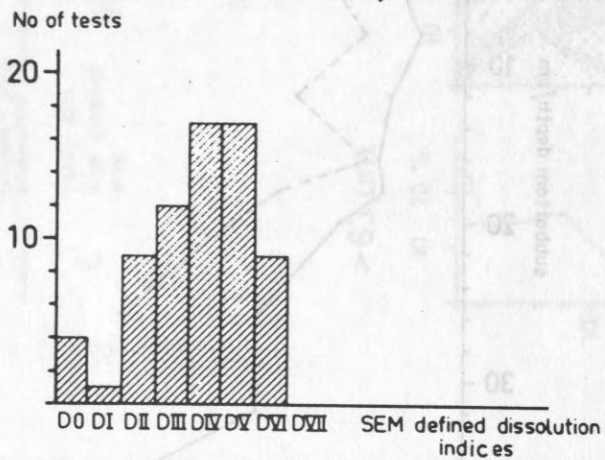


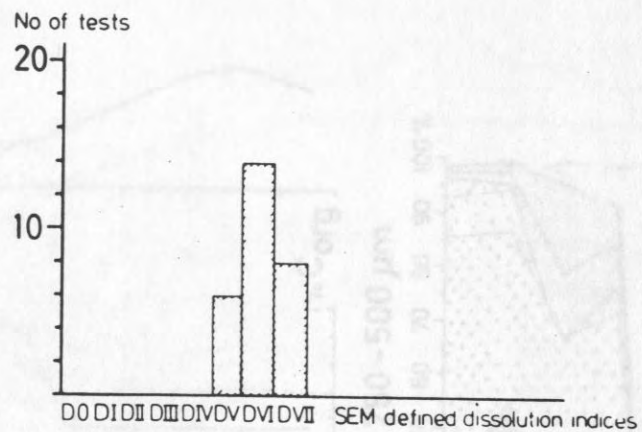
Abb. 50: Lösungsdiagramm der N. pachyderma links und N. pachyderma rechts im GKG GIK 23201.



Sample No.: 23-201-06, fraction 125-160 μm



Sample No.: 23 201 18, fraction 125-160 μm



Sample No.: 23 201 29, fraction 125-160 μm

Abb. 51: Verteilung SEM-definierter Lösungsindizes in GKG.

Plate I - III: Steps of structural breakdown of N.pachyderma during progressive dissolution

Plate I

A,B Unaffected tests with almost unaltered outer organic-calcitic cover. B- detail revealing agglomerates of thin irregular Mg calcit rhombs forming the secondary outer crust (dissolution index D-0).

C Incipient dissolution, preferentially affecting chamber sutures and pores in the outermost chambers (dissolution index D-I).

D,E Initial dissolution weakly attacking the entire surface of the test together with formation of small superficial dissolution holes and cavities (dissolution index D-II).

Plate II

A,B Strong corrosion of mechanically broken chambers often induced and enhanced by strong dissolution from the inner chamber walls. The remain of the test is much less affected (dissolution index D-III).

C,D Complete removal of the outer organic-calcitic cover. Incipient dissolution on the coarse skalenodra fabric with typical flame structures on crystal surfaces as well as preferential dissolution along the rims of the crystals (dissolution index D-IV).

E,F Strongly from all sites corroded skalenodra combined with loosening of the densely packed fabric of elongated prisms. In this preservation stage parts of the test can easily be removed by weak currents. Often this stage is additionally characterized by deep holes in the chamber walls and/or by fracturing of chambers (dissolution index D-V).

Plate III

A,B Ghost structures of skalenodra with very intensive corrosion of the crystals. The almost intact test morphology can easily be destroyed by any weak mechanical attack (dissolution index D-VI).

C,D Strong corrosion of the skalenodra fabric excavating subunits of thin irregular Mg calcit rhomboedra agglomerates (dissolution index D-VI).

E,F Final stage of corrosion. Complete disintegration of the test into strongly corroded fragments (dissolution index D-VII).

Plate 1

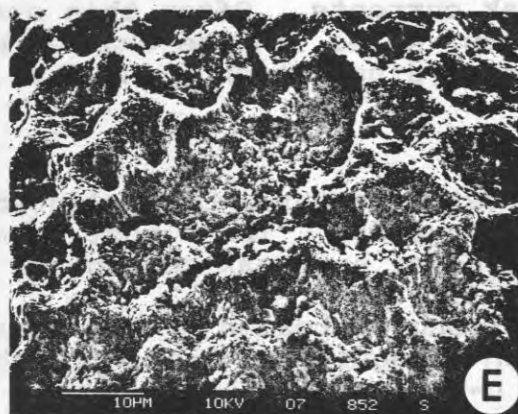
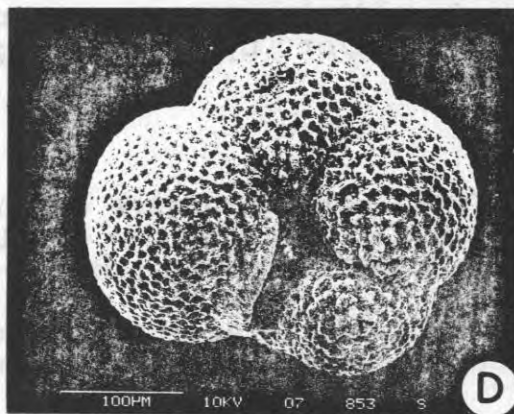
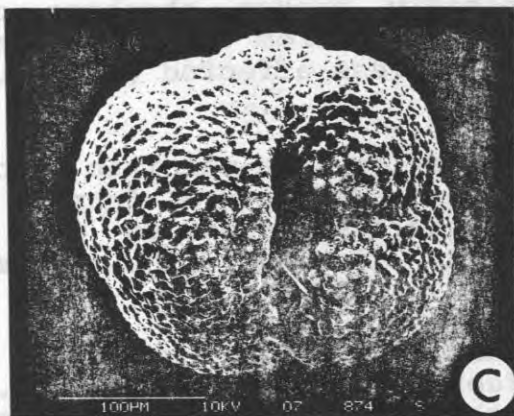
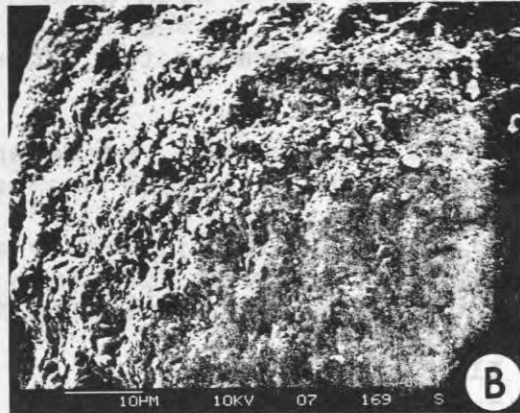
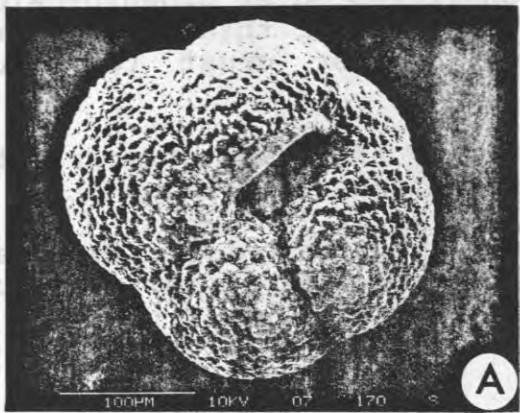


Plate 2

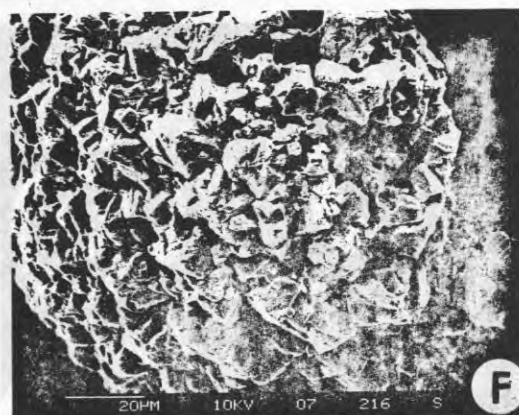
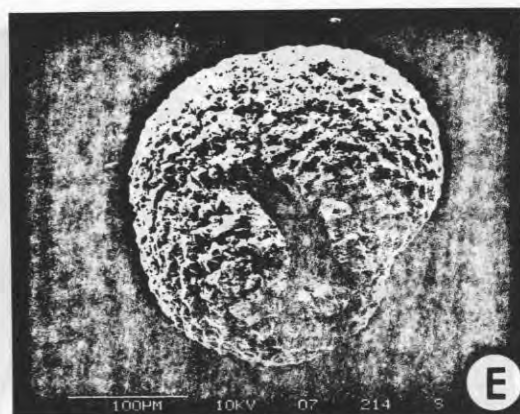
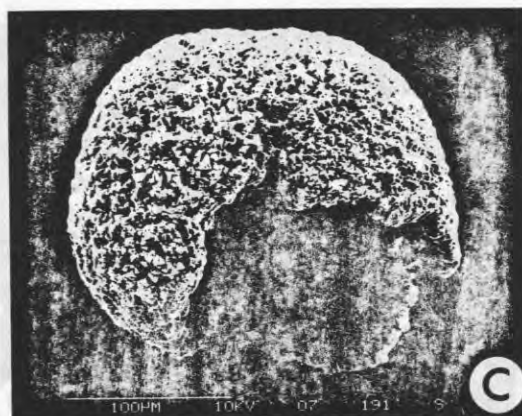
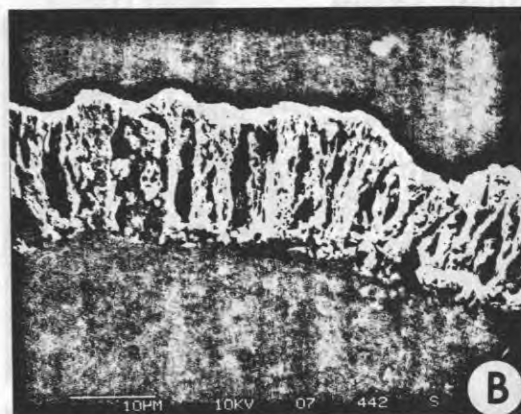
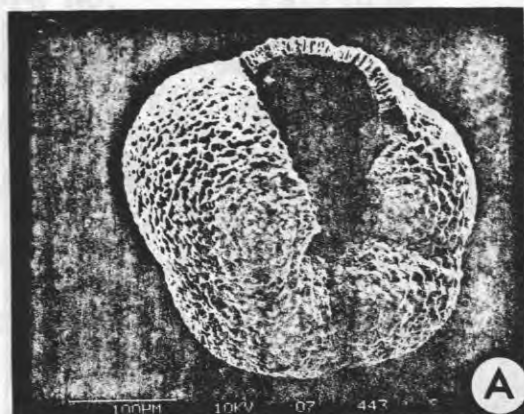
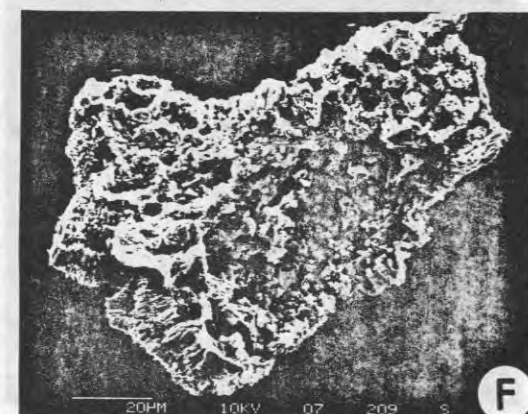
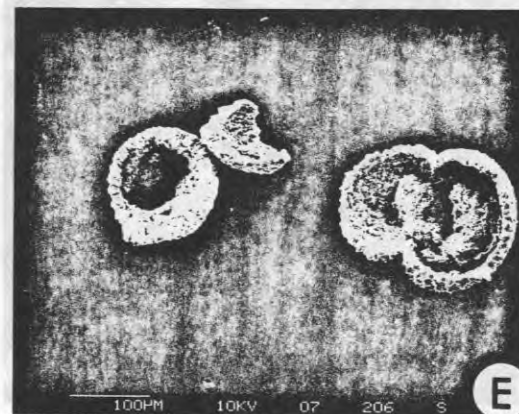
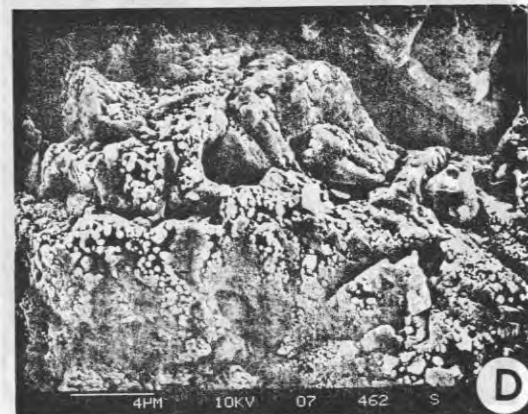
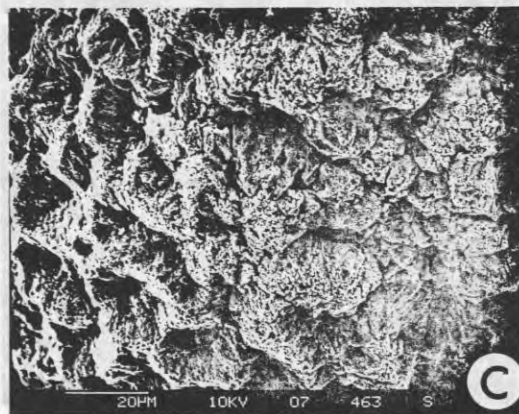
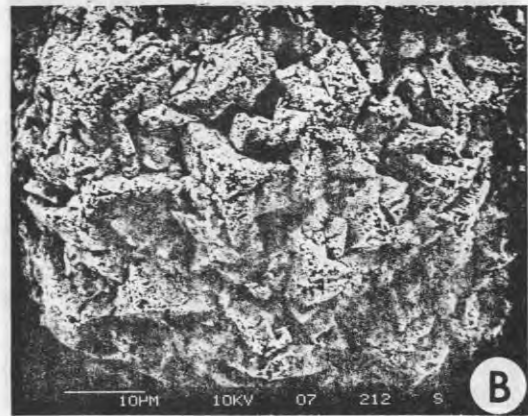
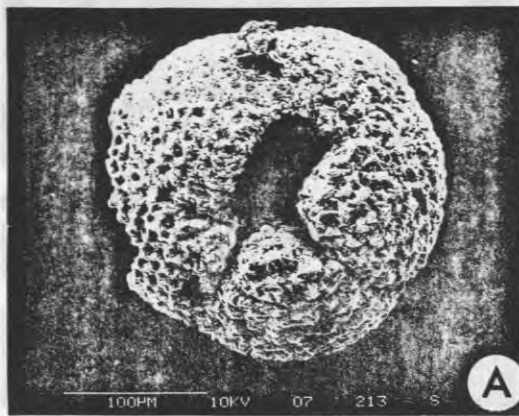


Plate 3



entlang eines Schnittes vom Kontinentaleis auf das Vörling
Platzen und geben daher Geleget neben der stratigraphischen
Veränderlichkeit der verschiedenen Parameter auch ihren horizon-

Tab. 2: Position and water depths of box cores

Core No.	Latitude	Longitude	Water depth
GIK 23200	68°22,65'N	05°14,41'E	1978 m
GIK 23201	68°01,04'N	05°28,48'E	1499 m
GIK 23207	67°28,69'N	06°09,79'E	1484 m
GIK 23211	67°13,58'N	06°57,84'E	1426 m
GIK 23216	67°08,08'N	07°19,64'E	1341 m

5.3. Organisch-geochemische Untersuchungen (Aminosäuren)

An insgesamt 6 Mikropollen aus Großkornproben (GIK 16302, 306, 312, 329, 330, 331), sowie an einem Schwerföhrn (GIX 16317) (a. Werner, 1983) wurden Analysen des interstitiellen Wassers auf folgende Komponenten durchgeführt (Abb. 52): Phosphat, Silikat, Ammoniak, Nitrat, Nitrit, Harnstoff und monomere gelöste Gesamtzucker (NCHO). Zusätzlich wurden an 5 Kernen (GIK 16302, 306, 312, 329, 331) freie gelöste Aminosäuren (DFAA) mittels Hochleistungsflüssigkeitschromatographie bestimmt. Die anorganischen Nährsalze und Harnstoff wurden nach Grashof et al. (1983) bestimmt, wobei den geringen zu Verfürgung stehenden Volumina Rechnung getragen wurde (Liebesitz und Velimirov, 1984). DFAA und NCHO wurden nach Dawson und Liebesitz (1983) bestimmt, wobei für DFAA ein isokratisches System (Liebesitz und Dawson, 1981) eingesetzt wurde, das nur die quantitativ wichtigsten Aminosäuren zu bestimmen erlaubt. Diese Daten sind auf den Abbildungen Nr. 53-59 dargestellt.

entlang eines Schnittes vom Kontinentalhang auf das Vöring Plateau und geben daher Gelegenheit, neben der stratigraphischen Veränderlichkeit der verschiedenen Parameter auch ihren horizontalen Gradienten zu diskutieren.

Zusammenfassung (aus Henrich, 1986).

Erhaltungsprofile des Karbonatlösungszustandes, bestimmt an der planktonischen Foraminifere N. pachyderma aus Sedimenten, die während der letzten Abschmelzphase der letzten Eiszeit abgelagert wurden, zeigen im Atlantik und in der Norwegisch-Grönländischen See eine deutliche Phasenverschiebung der Erhaltungszustände. Ein möglicherweise zeittransgressiver Erhaltungsspeak im Atlantik tritt in zeitlicher Überlappung mit einer Phase erhöhter Karbonatlösung in der Norwegischen See auf. Aufgrund verschiedener sedimentologischer Parameter (Korngrößenspektren, C - Gehalte, Sedimentstrukturen) und deutlicher Veränderungen der stabilen Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopenverhältnisse benthonischer Foraminiferen erscheint es wahrscheinlich, daß die Tiefenwasserproduktion in der Norwegisch-Grönländischen See während des Höchststandes der letzten Vereisung und möglicherweise auch während des ersten Abschnittes des Abschmelzvorgangs gestoppt war. Während dieses Zeitraumes war die vertikale Durchmischung der Wassermassen stark herabgesetzt und altes korrosives Bodenwasser füllte die Tiefseebecken der Norwegischen See und verursachte eine intensive Karbonatlösung am Meeresboden. Nachdem die Bodenwasserzirkulation und Tiefenwasserbildung später erneut einsetzte, wurde zunächst eine verstärkte Ventilation durch absinkendes, sauerstoffreiches Oberflächenwasser am Meeresboden verursacht. Die Oxidation von resuspendiertem und die Aufarbeitung von bereits abgelagertem organischen Material bedingte einen letzten starken Anstieg des CO₂-Partialdrucks im Bodenwasser und verstärkte die Karbonatlösung am Meeresboden. Eine mögliche zusätzliche Quelle liefert vor der jüngeren Dryas in der Atmosphäre angereichertes CO₂, das möglicherweise durch "downwelling" von Oberflächenwasser zusätzlich in die Tiefsee gepumpt wurde.

5.3. Organisch geochemische Untersuchungen (Aminosäuren)

An insgesamt 6 Mikroproben aus Großkastengreiferkernen (GIK 16302, 306, 312, 329, 330, 331), sowie an einem Schwerelotkern (GIK 16317) (s. Werner, 1983) wurden Analysen des interstitiellen Wassers auf folgende Komponenten durchgeführt (Abb.52): Phosphat, Silikat, Ammoniak, Nitrit, Nitrat, Harnstoff und monomere gelöste Gesamtzucker (NCHO). Zusätzlich wurden an 5 Kernen (GIK 16302, 306, 312, 329, 331) freie gelöste Aminosäuren (DFAA) mittels Hochleistungsflüssigkeitschromatographie bestimmt. Die anorganischen Nährsalze und Harnstoff wurden nach Graßhoff et al. (1983) bestimmt, wobei den geringen zu Verfügung stehenden Volumina Rechnung getragen wurde (Liebezeit und Velimirov, 1984). DFAA und NCHO wurden nach Dawson und Liebezeit (1983) bestimmt, wobei für DFAA ein isokratisches System (Liebezeit und Dawson, 1981) eingesetzt wurde, das nur die quantitativ wichtigsten Aminosäuren zu bestimmen erlaubt. Diese Daten sind auf den Abbildungen Nr. 53-59 dargestellt.

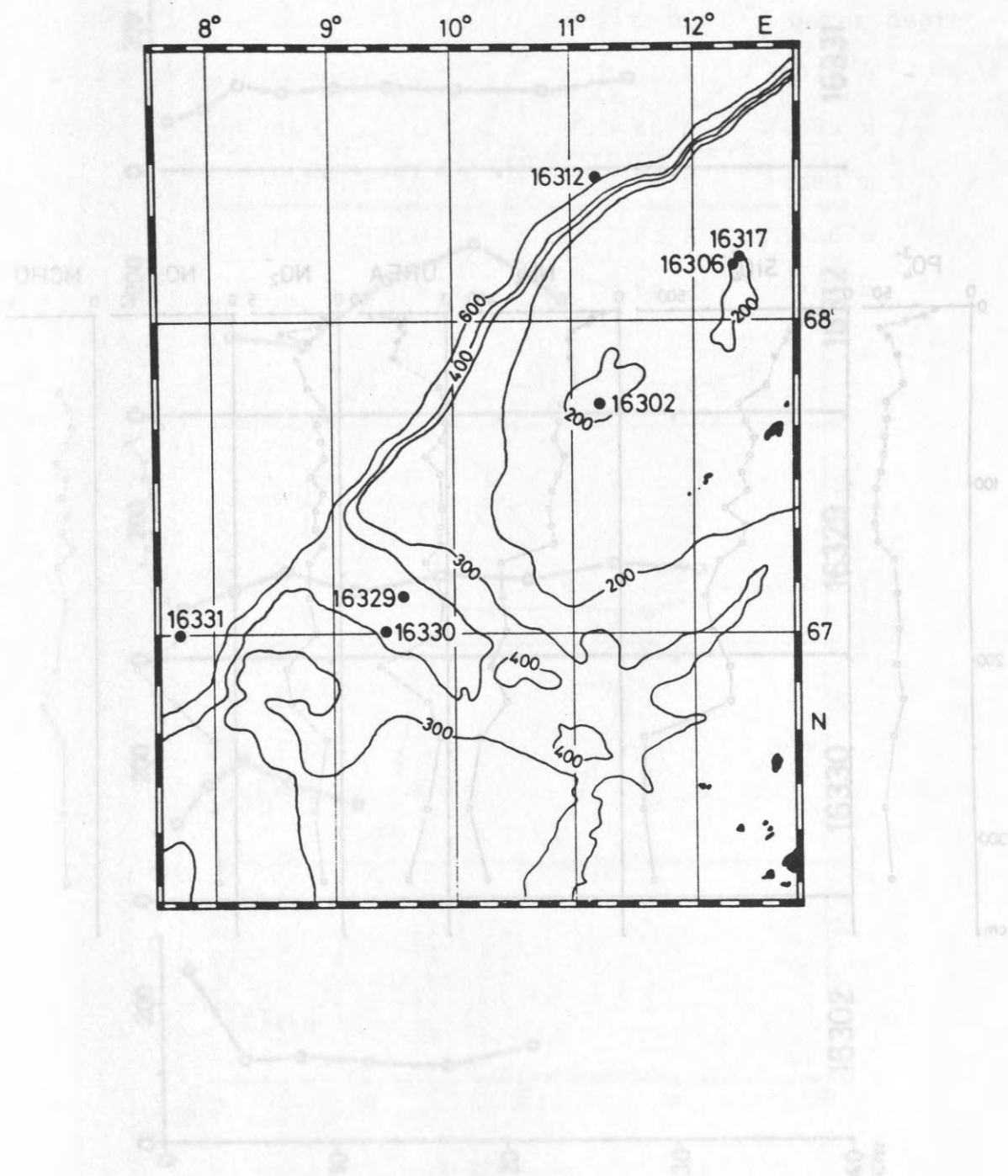


Abb. 52: Probenlokalitäten der organisch-geochemischen Untersuchungen.

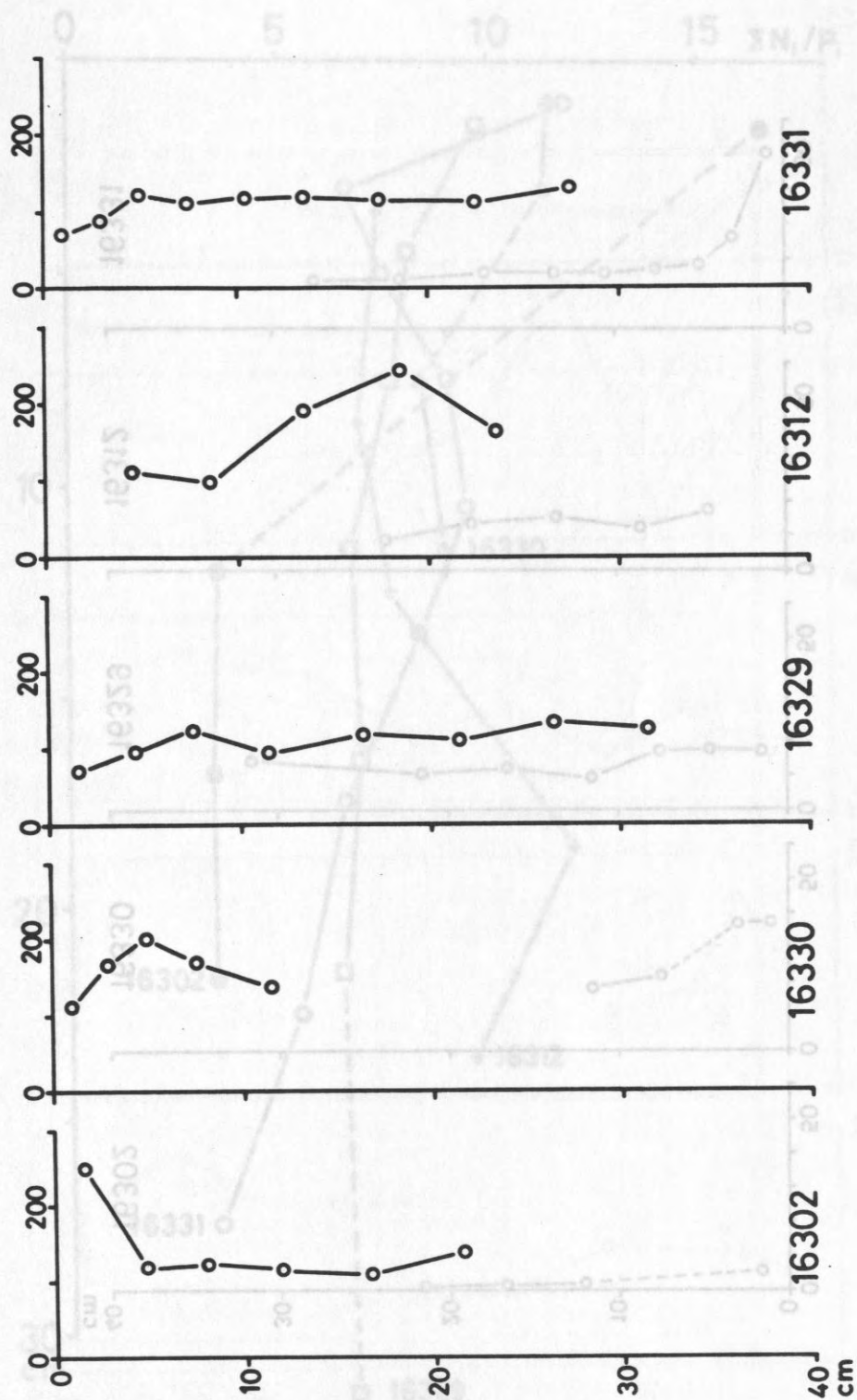


Abb. 54: Porenwasser-Ammoniakkonzentrationen in Großkastengreifern.

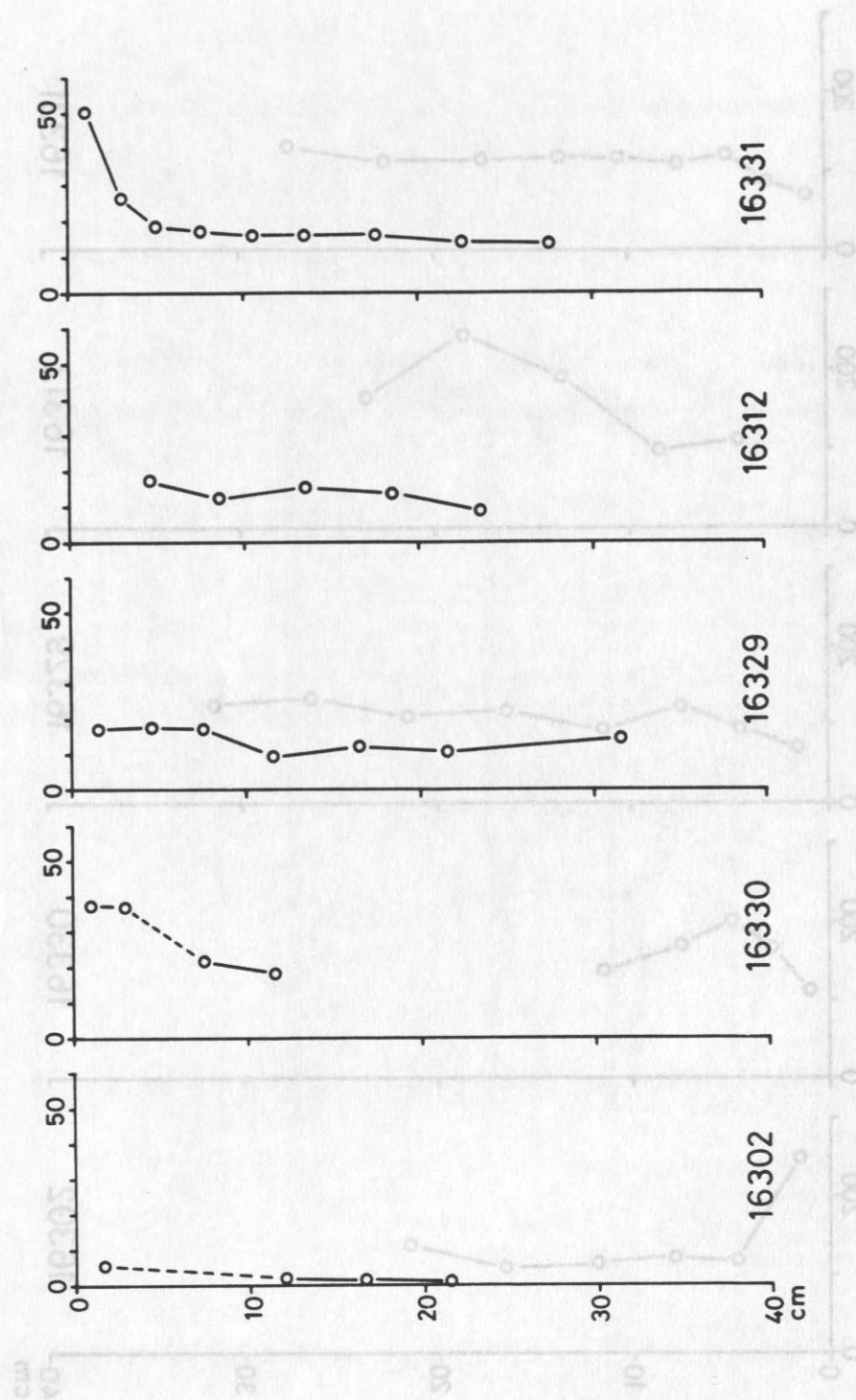


Abb. 55: Porenwasser-Nitratgehalte in Großkastengreifern.

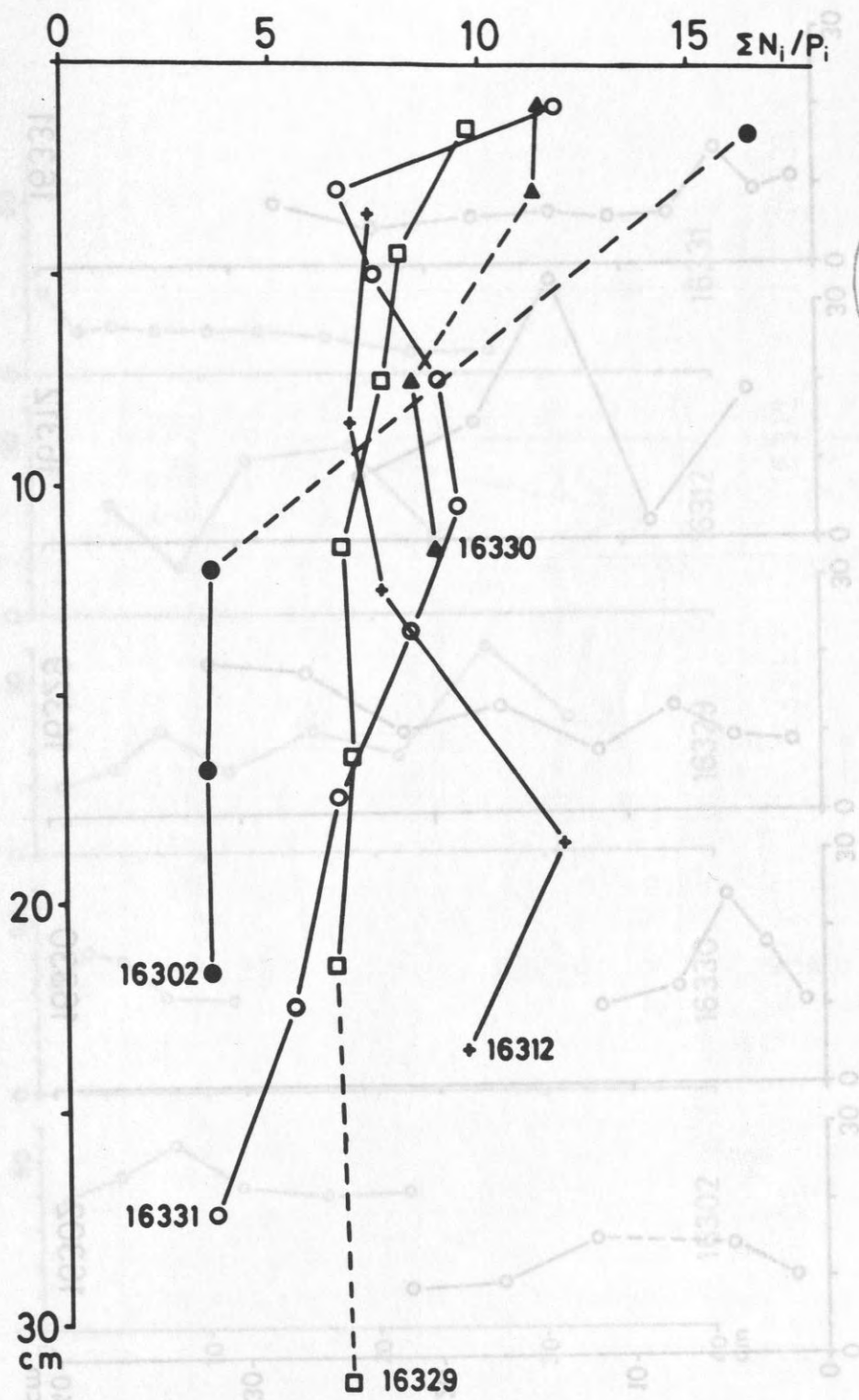


Abb. 56: Porenwasserproben aus Großkastengreifern N_i/P_i -Verhältnisse.

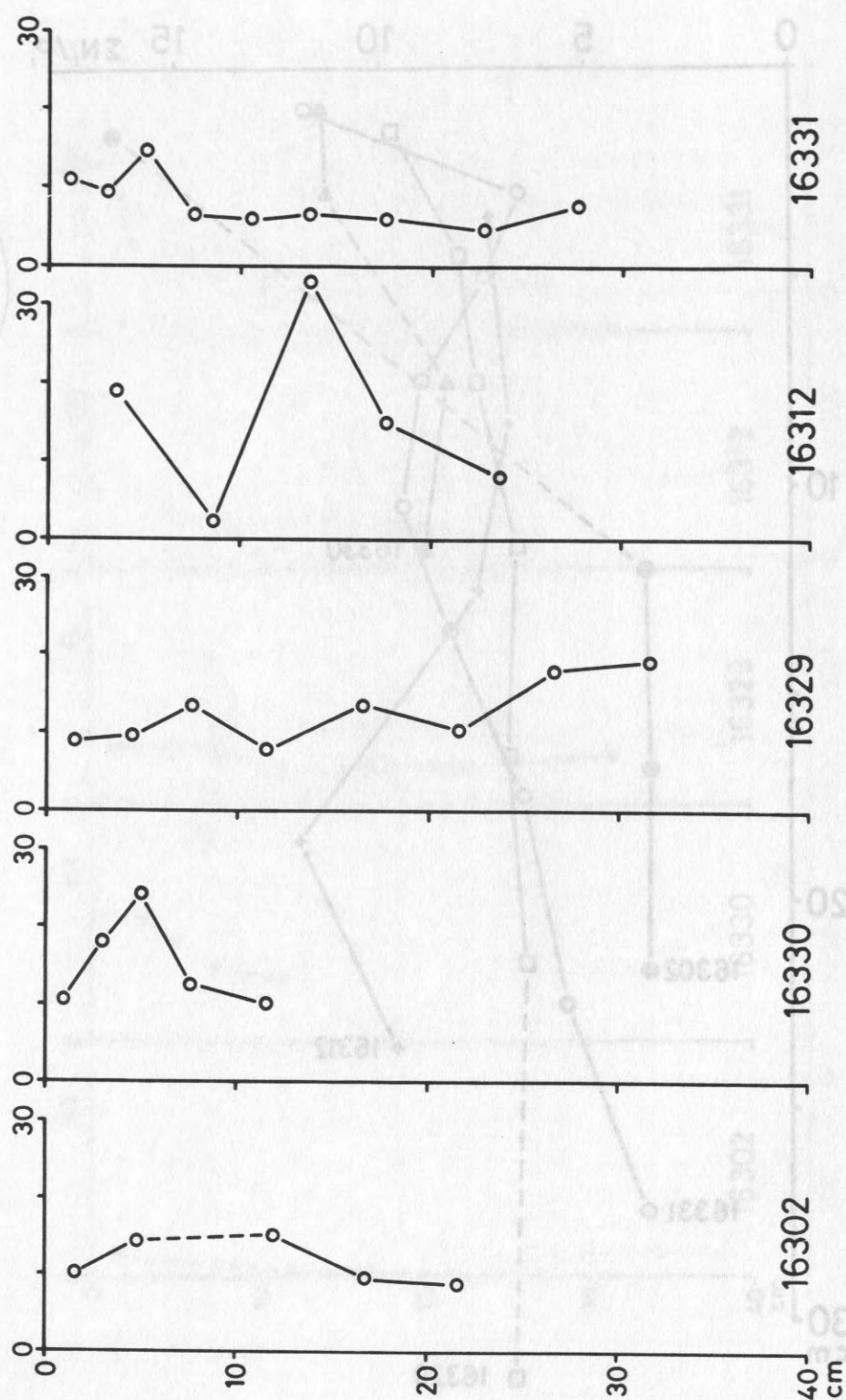


Abb. 57: Porenwasserproben aus Großkastengreifern; Harnstoffkonzentrationen

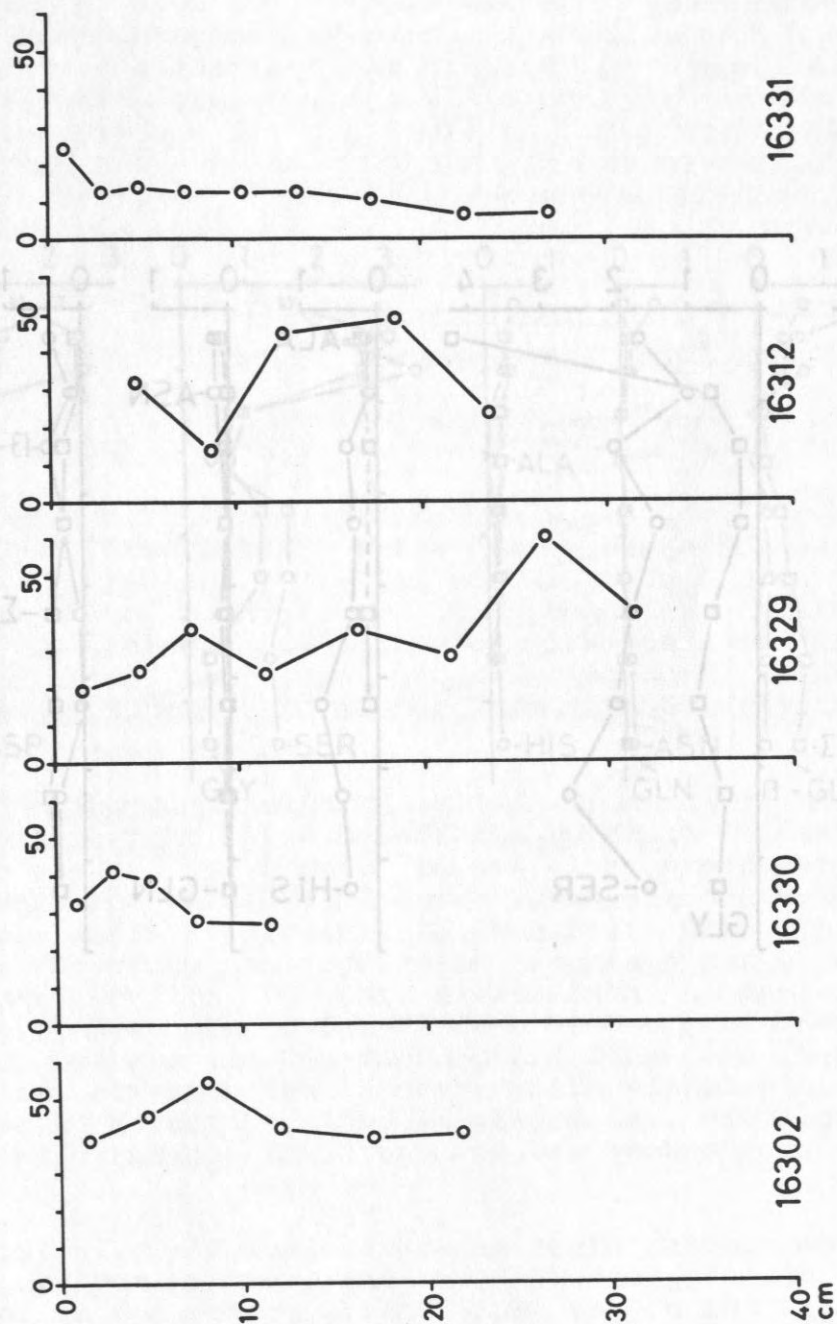


Abb. 58: Porenwasserproben aus Großkastengreifern; Monomere Zucker.

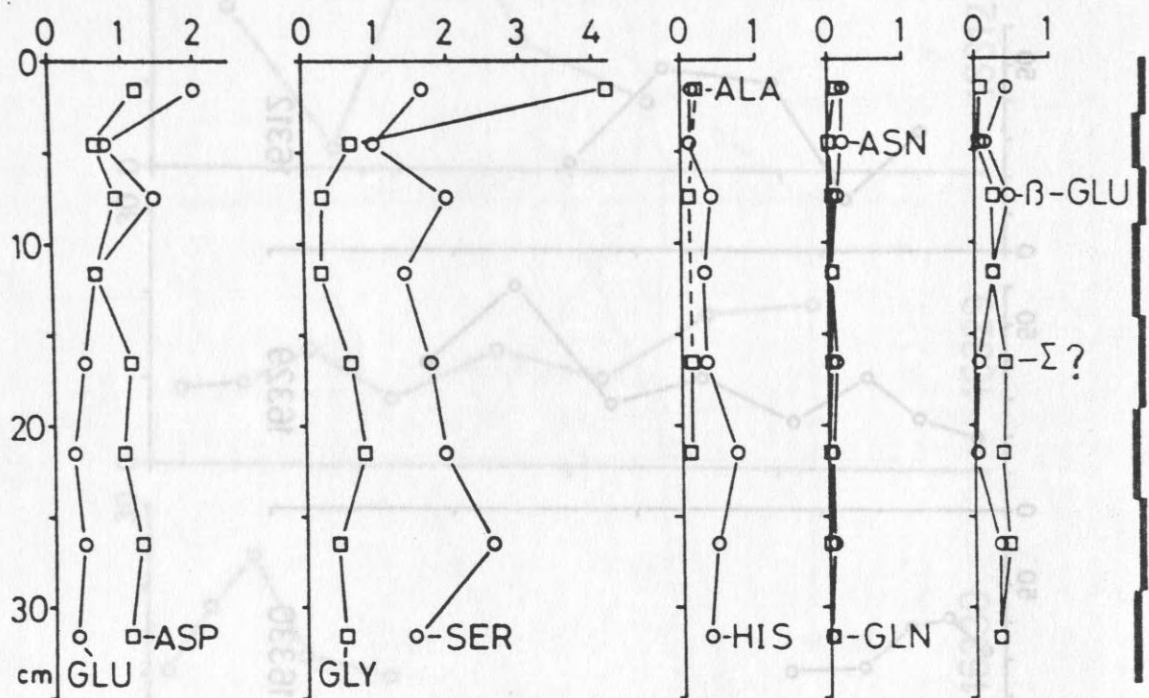


Abb. 59a: (16329) Porenwasserproben aus Großkastengreifern; Aminosäuregehalte.

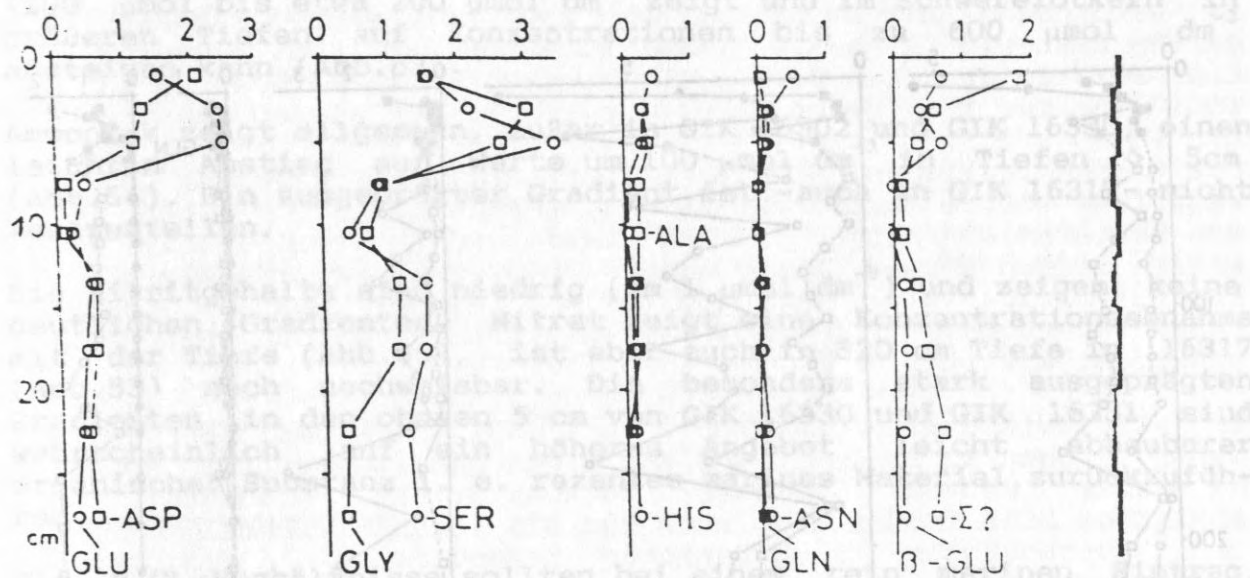


Abb. 59b: (16331) Porenwasserproben aus Großkastengreifern; Aminosäuregehalte.

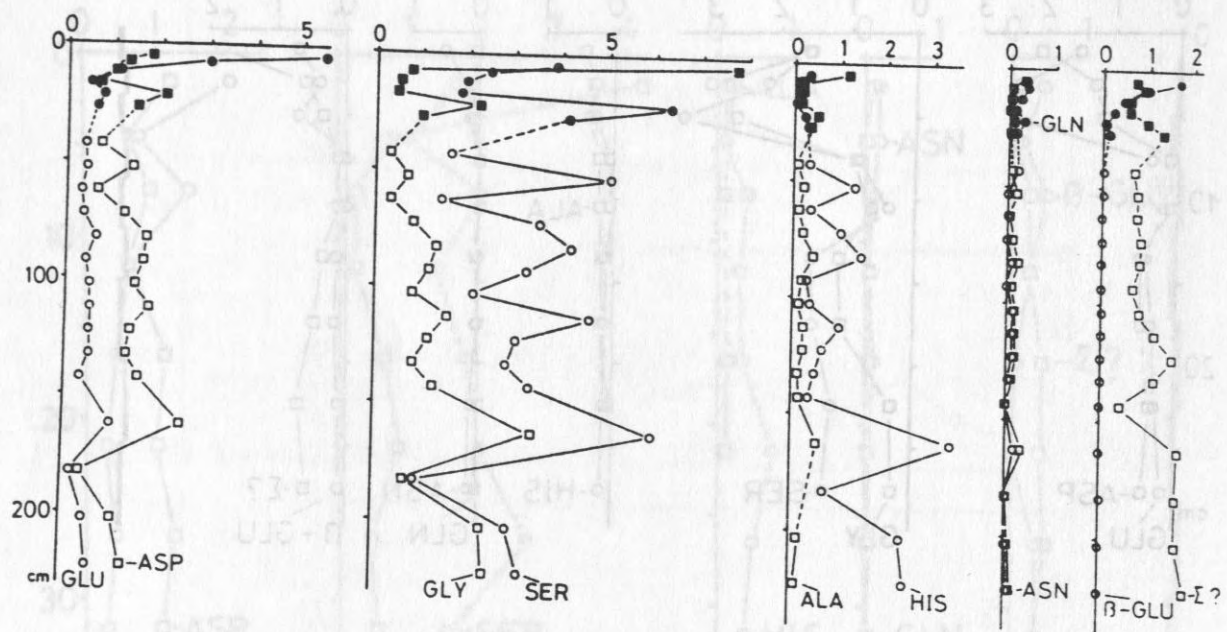


Abb. 59c: (16306/317) Porenwasserproben aus Schwerelotproben; Aminosäuregehalte.

Interstitielles Wasser wurde durch Auspressen des Originalsediments mit N_2 unter 10 bar Überdruck in einer von Hartmann et al. (1973) beschriebenen Apparatur erhalten und bis zur Analyse bei $+4^\circ C$ maximal 8 Stunden gelagert. Da in keinem Fall die Anwesenheit von Schwefelwasserstoff festgestellt werden konnte, wurden die Proben nicht unter Stickstoff gelagert. Die feste Phase wurde nach dem Pressen bei $60^\circ C$ getrocknet. Die untersuchten Sedimentproben waren durchgehend oxisch und bestanden zur Hauptsache aus glazimarinem Material (s. Kap. 4 und 6). Die Phosphatgehalte liegen bei ca. $10 \mu mol dm^{-3}$ in den Oberflächenproben und steigen mit der Tiefe an. Die Maximalkonzentrationen sind selten $> 50 \mu mol dm^{-3}$ (Abb. 53). Ein vergleichbares Bild findet sich beim Silikat, das in den Kastengreiferproben Gradienten von $< 100 \mu mol$ bis etwa $200 \mu mol dm^{-3}$ zeigt und im Schwerelotkern in größeren Tiefen auf Konzentrationen bis zu $600 \mu mol dm^{-3}$ ansteigen kann (Abb. 53).

Ammoniak zeigt allgemein, außer in GIK 16302 und GIK 16330, einen leichten Anstieg auf Werte um $100 \mu mol dm^{-3}$ in Tiefen $> 5 cm$ (Abb. 54). Ein ausgeprägter Gradient ist -auch in GIK 16317- nicht festzustellen.

Die Nitritgehalte sind niedrig (um $1 \mu mol dm^{-3}$) und zeigen keine deutlichen Gradienten. Nitrat zeigt eine Konzentrationsabnahme mit der Tiefe (Abb. 55), ist aber auch in 320 cm Tiefe in 16317 (Abb. 53) noch nachweisbar. Die besonders stark ausgeprägten Gradienten in den oberen 5 cm von GIK 16330 und GIK 16331 sind wahrscheinlich auf ein höheres Angebot leicht abbaubarer organischer Substanz i. e. rezentes marines Material zurückzuführen.

Die N_i/P_i -Verhältnisse sollten bei einem rein marinen Eintrag, wenn keine Fraktionierungseffekte auftreten, das Redfield-Verhältnis von ca. 16 haben. In den hier untersuchten Proben wird dies annähernd nur in den oberen Sedimentlagen erreicht, darunter sind die Werte allgemein < 10 (Abb. 56). Dies könnte bei einem marinen Ursprung des abgebauten Materials auf einen bevorzugten N-Abbau bereits in der Wassersäule hindeuten. Hiergegen spricht, daß die C-O-P-Bindung in organischen Verbindungen labiler ist als die C-N-Bindung und daher ein bevorzugter P-Abbau zu erwarten ist. Andererseits bietet ein hoher Eintrag terrigenen Materials, das im allgemeinen niedrige N_i/P_i -Gehalte hat, eine plausible Erklärung für die beobachteten N_i/P_i -Verhältnisse.

Harnstoff wird als Endprodukt des Argininabbaus sowohl bakteriell als auch von Mikro- und Makrofaunaorganismen gebildet. Die Profile in den untersuchten Kernen zeigen im allgemeinen keine Regelmäßigkeit (Abb. 57). In tieferen Schichten sind die Harnstoffgehalte extrem niedrig (Abb. 53), so daß die höheren Oberflächenwerte wahrscheinlich auf rezentem Eintrag beruhen.

Ähnliches gilt für gelöste monomere Zucker (Abb. 53, 58). Allgemein zeigen alle untersuchten Komponenten in den einzelnen Kernen ein recht ähnliches Verhalten, was darauf schließen läßt, daß die Konzentrationssteuernden Prozesse für organische und anorganische Verbindungen ähnlich sind.

Die Aminosäuregehalte sind in allen Kernen um etwa eine Größenordnung niedriger als in anderen Sedimenten aus vergleichbaren Wassertiefen. Während in den letzteren saure Komponenten wie Asparaginsäure, Glutaminsäure und β -Aminoglutaronsäure im allgemeinen die dominierenden Verbindungen sind (Henrichs, 1980), zeigt sich in den hier untersuchten Proben ein derartiges Überwiegen nicht (Abb. 59a-c). Serin und Glycin haben besonders in tieferen Schichten, die höchsten Konzentrationen.

β -Aminoglutaronsäure ist in größeren Mengen nur in den oberen, rezent beeinflussten Sedimentschichten zu finden. Diese Aminosäure ist vermutlich bakteriellen Ursprungs (Henrichs, 1980). Die niedrigen Gehalte in tieferen Lagen deuten darauf hin, daß eine signifikante heterotrophe Aktivität hier nicht stattfindet. Dies in Verbindung mit der Tatsache, daß terrigenes Material für marine Bakterien generell schwer abbaubar ist, läßt vermuten, daß die relativ erhöhten Serin-/Glycingehalte in tieferen Lagen als Indikator für terrigenen Eintrag herangezogen werden können.

Die Konzentrationen gelöster Aminosäuren im Porenwasser und die relative molare Zusammensetzung sind allerdings von einer Reihe von Faktoren abhängig, die mit chemischen Analysen allein nicht erfaßt werden können (Liebezeit, 1980). Eine weitere Klärung der Herkunftsfrage wird aber aus der Analyse der festen Sedimentphase, besonders aus den C/N-Verhältnissen und den Aminosäurespektren, erwartet.

Im allgemeinen sind deutlich höhere Gehalte in den oberflächennahen Proben zu finden, was auf einen höheren Beitrag rezenten Materials und/oder erhöhte Abbauprodukte hindeutet. Ein ähnliches Bild findet sich auch für GIK 16306/317 (Abb. 59c). Aus den ausgeprägten Fluktuationen besonders in den Serin-/Glycingehalten läßt sich ablesen, wenn die oben gemachte Annahme richtig ist, daß der terrigene Eintrag nicht kontinuierlich, sondern schubweise erfolgte.

6. SEDIMENTABFOLGEN IN LANGEN SEDIMENTKERNEN

Sedimentabfolgen stratigraphisch langer Kerne, vor allem vom Vøring Plateau konnten im Rahmen der Pilotstudie aufgrund der Kürze der zur Verfügung stehenden Zeit nur im bescheidenen Maße untersucht werden. Bei den zu sammelnden Daten wurde vor allem auf die Korrelierbarkeit der Kerne untereinander Wert gelegt, da sie eine Voraussetzung für die später folgenden stratigraphischen Untersuchungen ist.

Zu den vorbereitenden Arbeiten im Rahmen der Pilotstudie zählt zunächst auch Thiede's Teilnahme an den Planungsbesprechungen für ODP Leg 104 auf dem Vøring Plateau im Rahmen der JOIDES Arbeitsgruppe 'Norwegian Sea'. Es gelang, trotz erheblicher Widerstände, zusätzlich zu den tektonisch und magmatisch orientierten Bohrvorschlägen auch die Veränderlichkeit des känozoischen Ablagerungsmilieus, die entlang eines Schnittes aus mehreren Bohrungen quer zum norwegischen Kontinentalrand untersucht werden sollte, als eine der wichtigen, während Leg 104 zu lösenden wissenschaftlichen Probleme durchzusetzen. Die Bohrungen 642, 643 und 644 liegen in dem vom SFB jetzt näher bearbeiteten Gebiet auf dem Vøring Plateau. Aus der Kieler SFB Arbeitsgruppe konnten 3 Personen an Leg 104 teilnehmen (zusätzlich sind Proben ALS Shore-based Lab-Studies untersucht worden); über den Erfolg der Bohrungen, die im Sommer 1985 abgeteuft wurden, ist bereits an anderer Stelle berichtet worden (Eldholm, Thiede et al., 1986 a und b, 1987); sie bieten eine ausgezeichnete Grundlage für die Arbeiten zur langfristigen Veränderlichkeit und Geschichte des Norwegen Stromes, die im Rahmen des neuen SFB geplant sind.

6.1 Sedimentstrukturen

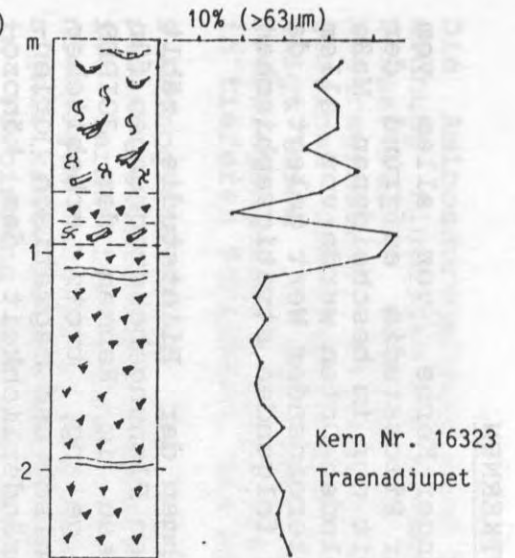
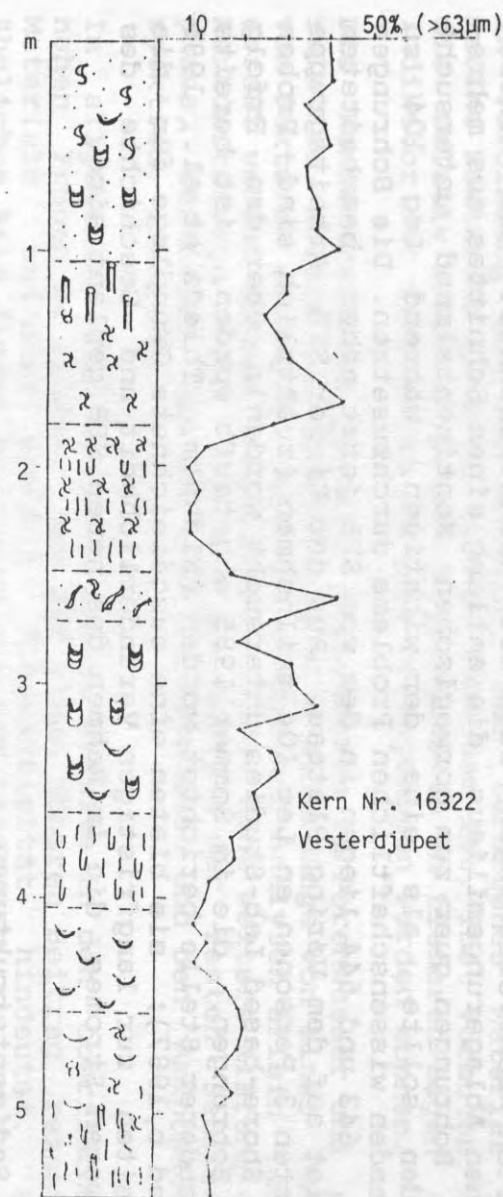
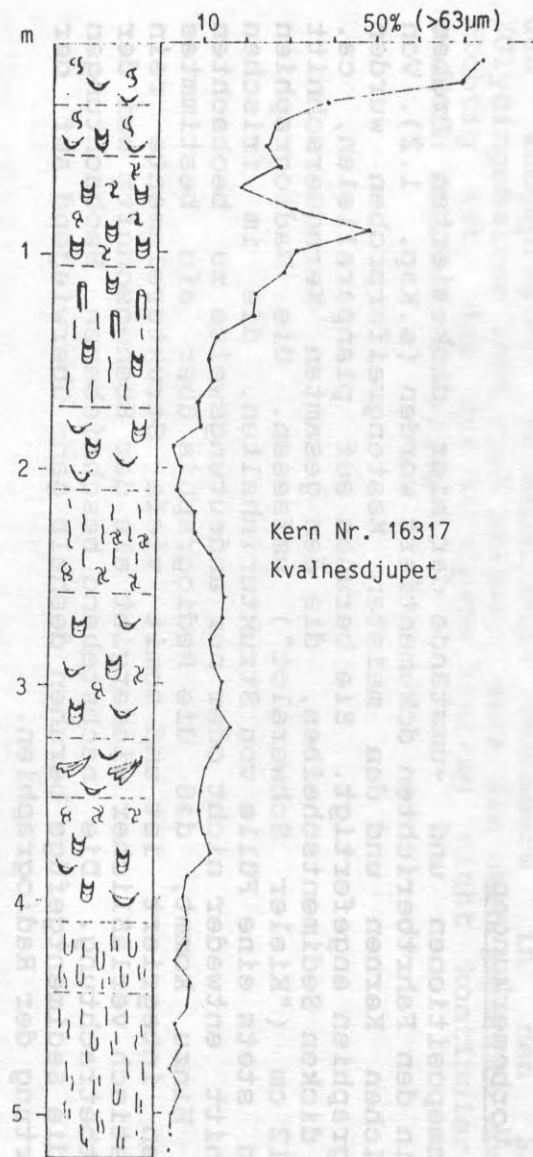
6.1.1 Vorbemerkungen

Entnahmepositionen und -umstände der hier diskutierten Proben sind in den Fahrtberichten dokumentiert worden (s. Kap. 1.2). Von sämtlichen Kernen und den meisten Kastengreiferproben wurden Radiographien angefertigt. Sie beruhen auf planparallelen, ca. 8 mm dicken Sedimentscheiben, die den gesamten Kernquerschnitt von 12 cm ("Kieler Schwerelot") umfassen. Die Radiographien zeigen stets eine Fülle von Strukturinhalten, die im frischen Anschnitt entweder nicht oder nur andeutungsweise zu beobachten sind. Hinzu kommt, daß die Radiographie über ein bestimmtes Volumen integriert ist und somit viele Strukturelemente rein statistisch verlässlicher wiedergibt als der Ebenenschnitt bei der Direktbetrachtung. Die nachstehend beschriebenen Beobachtungen über die Sedimentgefüge beruhen deshalb ganz überwiegend auf der Auswertung der Radiographien.

6.1.2. Schelfsenken

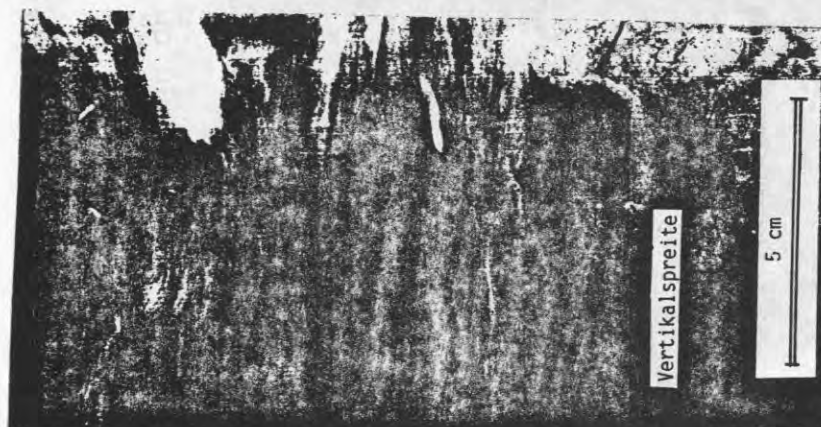
In den Kernen der Schelfgebiete, von denen hier drei beispielhaft wiedergegeben werden, dominiert eindeutig die Bioturbation, die ständig vorhanden ist und die primäre Schichtungsstruktur fast immer vollständig zerstört hat. Des weiteren spielen eistransportiertes Grobmaterial (IRM), dessen Häufigkeit und strukturelle Anordnung im Profil stark schwankt, und pyritische Strukturen eine Rolle. Letztere stellen vielfach, wenn auch keineswegs ausschließlich, eine diagenetische Betonung von Bioturbationsstrukturen dar (Thomsen & Vorren, 1984; Werner, 1985).

Abb. 60: Sedimentkernprofile mit Sedimentstrukturen (Bioturbation) und Sandgehalt >63 µm aus den Senken des Lofotenscheffs.

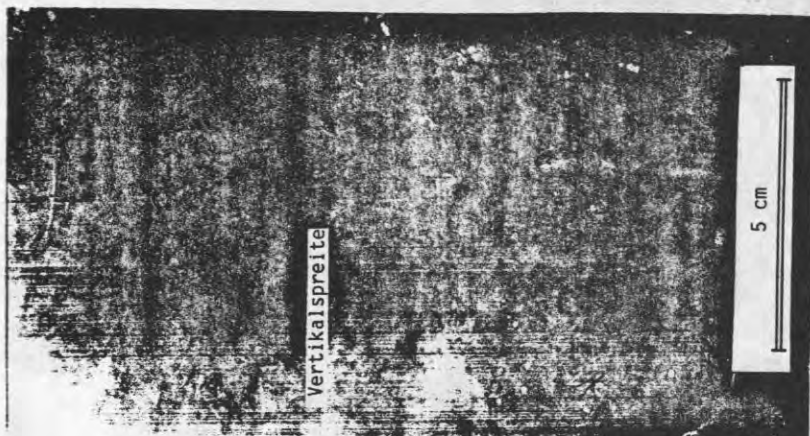


Legende:

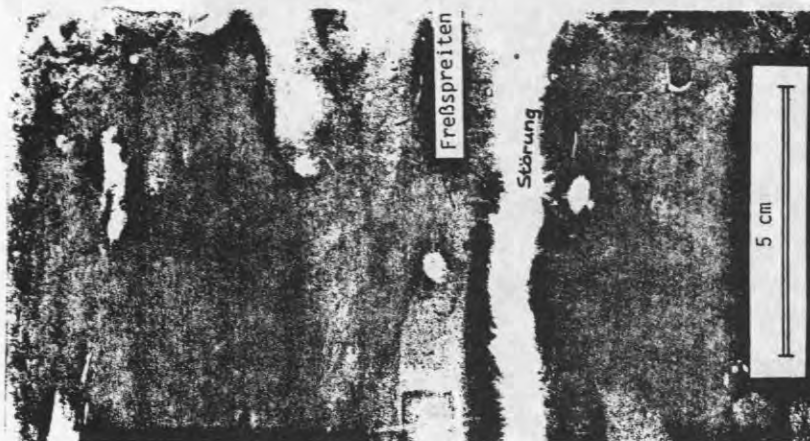
- ☞ Verformungswühlgefüge
- ☞ Vertikalspreiten: Teichichnus
- ☞ Pflugsohlenspur
- ☞ vertikale oder schräg/horizontal liegende Gänge (≥ 1mm Ø)
- ☞ Freßspreiten, undefiniert
- ☞ dünne, vertikale Gänge (< 1 mm) z. T. U-Bauten
- ☞ dichte Knäuel von dünnen Gängen (Helminthopsis)
- ☞ eisverdriftete Klastika



a) 16316/112-128 cm

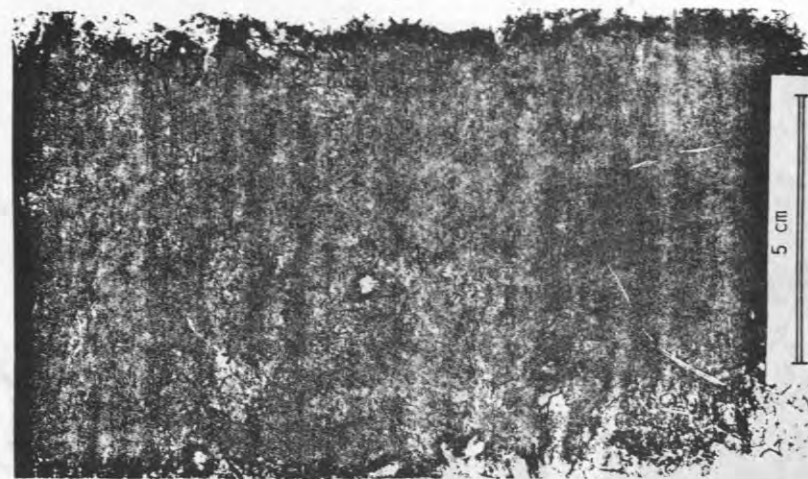


b) 16322/131-147 cm

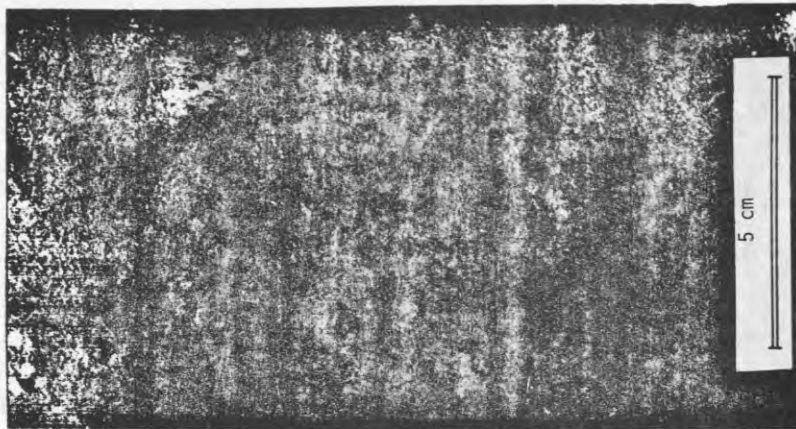


c) 16323/27-43 cm

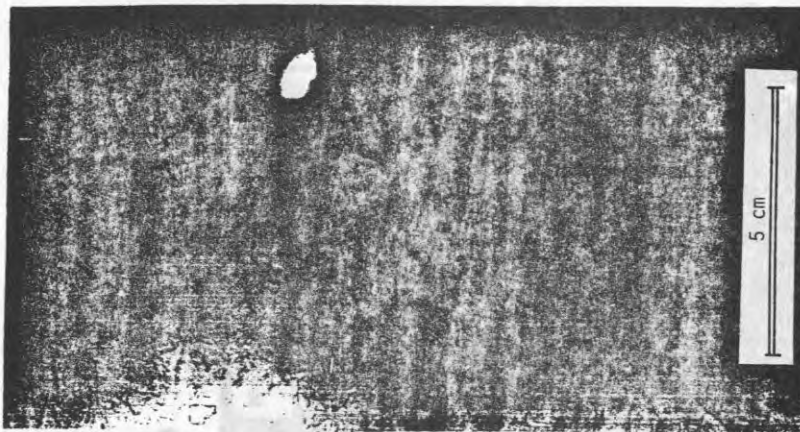
Abb. 61: Radiographie-Beispiele von Sedimentkernen des Lofotenschiefels. a) Kern GIK 16316, 12-128 cm von oben. Kvalnesdjupet, 228 m Wassertiefe. Vertikalspreiten (Teichichnús), darüber Lamination, die wahrscheinlich zum größten Teil oder ausschließlich biogenen Ursprungs ist (Pflugsohlen). b) Kern GIK 16322, 131-147 cm v.o. Vertikalspreite in verwühltem Sediment (vorwiegend Verformungswühlgefüge). Vesterdjupet, 275 m Wassertiefe. c) Kern GIK 16323, 27-43 cm v. o. Traenadjupet, 481 m Wassertiefe. Horizont mit horizontalen Freßspreiten.



c) 23218/85-101 cm



b) 16331/133-149 cm



a) 16322/514-530 cm

Abb. 62: Radiographie-Beispiele von Sedimentkernen, Gebiet Lofotenschelf und Vöring Plateau. a) Kern GIK 16322, 514-530 v.o., Vesterdjupet, z.T. pyritisierte, dünne, vorwiegend vertikale Gängchen zeigend. b) Kern GIK 16331, Hang östlich Vöring Plateau, 1057 m Wassertiefe. Dichte Durchsetzung mit eng-knäueligen Gängchen (Helminthopsis-Typ n. Wetzel, 1981). c) Kern GIK 23218, Hang östlich Vöring Plateau, 1230 m Wassertiefe. Gefüge ähnlich wie b, jedoch auch größere "Helminthopsis"-Gänge beteiligt.



c) 23215/82-98 cm

b) 23125/270-286 cm

a) 23125/140-156 cm

Abb. 63: Radiographie-Beispiele von Sedimentkernen, a) Kern GIK 23125, 140-156 cm, Barentssee-Hang, 2388 m Wassertiefe. Rhythmische Wechschelung von Sand- (dunkel) und Tonlagen (hell mit eingestreutem Eisdriftmaterial, keine Bioturbation. b) Derselbe Kern, 270-286 cm v.o. Wechschelung Sand, Ton mit Kleinrippelgefüge, ohne Eisdriftmaterial darin: Turbiditlage, darüber Normal-sediment mit Eisdriftmaterial. c) Kern GIK 23215, 82-98 cm v. o., Hang E Vöring Plateau. Zoophycos-Spreitenbau in Sediment mit reichlich Eisdrift-Grobkomponenten (dropstones).

Beschreibung des Sedimentgefüges bedeutet also im wesentlichen die Erfassung von Änderungen des Lebensspureninventars, d.h. der Änderung makrobenthischer Besiedelungsstrukturen. Die Beschreibung dieser Änderungen erfordert Rückführung der Strukturen auf einheitliche und möglichst einfache Kategorien, die Quervergleiche ermöglichen. Hierzu bedienen wir uns ichnologischer Kriterien (Wetzel, 1981; Werner & Wetzel, 1982).

Untersucht wurden Kerne aus dem Vesterdjupet, dem Kvalnesdjupet und dem breiten Traenadjupet. Der in Abb. 60 dargestellte Verlauf der Sandgehaltskurve zeigt in allen Kernen eine deutliche Vergrößerung nach oben, die besonders stark im Kvalnesdjupetkern ausgeprägt ist. Dort erreicht der über 5 m lange, durchweg ein graues, visuell homogenes, sandig-siltiges Sediment umfassende Kern bei ca. 120 cm unter der Oberfläche Sandgehaltswerte über 25 % ($>63 \mu\text{m}$), während der Durchschnittswert darunter bei 9 % liegt. Die obersten 20 cm enthalten mit ca. 70 % einen Sandanteil, der noch einmal merklich höher liegt.

Im Kern des Vesterdjupet ist diese Zunahme nach oben generell ebenfalls vorhanden, der Trend ist jedoch unregelmäßiger und setzt früher ein, bei etwa 4 m von oben, auch zeigt die Oberfläche nicht mehr den rapiden Anstieg. Im Traenadjupet ist die junge Sedimentauflage gering: der glazimarine Ton mit zahlreichen, eisverdrifteten Grobkomponenten wird schon bei 45 cm unter der Sedimentoberfläche erreicht und verhindert wegen seiner zähen Konsistenz ein größeres Eindringen des Kernrohres. Sein Gefüge ist ungerichtet, die Eisdrift-Klastika sind unregelmäßig verteilt.

Die äußerlich sehr homogen erscheinenden Kerne des Vester- und Kvalnesdjupet zeigen in den Radiographien durchweg ein vielfältiges, zum allergrößten Teil biogenes Gefüge. Nach dem ichnologischen Inventar (Wetzel, 1981) ergibt sich in beiden Senken eine gewisse vertikale Gliederung. Sie ist in Abb. 60 zusammen mit dem Kern von Traenadjupet dargestellt. Im oberen, sandigeren Teil dominieren vertikale, dem Teichichnus-Typ zugehörige Spreitenbauten (Abb. 61 a,b), die jedoch in Vergesellschaftung mit Pflugsohlenstrukturen, wie sie z.B. in der Kieler Bucht von der Muschel *Arctica islandica* bekannt sind (Dold, 1980), vorkommen. Im unteren Teil sind kleine, vertikale Gängchen (0.5-1 mm Durchmesser) häufig, die gelegentlich als U-Bauten ausgebildet sind (Abb. 62 a). Diese vertikale Gliederung zeigt durchaus Parallelen zu der jungen Sedimentbedeckung im Skagerrak, die mit denselben Methoden untersucht wurde (Werner, 1985). Danach würde der untere Teil zur ausgehenden Glazialperiode zu rechnen sein. Die genaue stratigraphische Einordnung dieser Kerne steht jedoch noch aus. Im Kern vom Traenadjupet ist ein Horizont mit horizontalen Freßspreiten auffällig (Abb. 61 c).

6.1.3 Kontinentalhang und Vøring Plateau

Die Auswertung von 18 Schwerelotkernen erlaubte, nach den vielfältigen primären und biogenen Gefügeelementen vier Gebiete mit gemeinsamen Merkmalen auszuscheiden, nämlich:

- Vøring Plateau E-Hang
- Vøring Plateau NW-Hang
- Lofotenhang
- Barentssee-Hang

Am Kontinentalhang östlich des Vöring Plateau, also im relativ flachen Bereich, liegen folgende Verhältnisse vor (Kerne GIK 16331, 23215, 23218 u. 23219): Die in der Mächtigkeit stark schwankende holozäne Sedimentauflage (50 bis 500 cm) ist vollständig bioturbiert. Nur im flachsten Kern (ca. 1000 m) sind einige wenige Sandlagen eingeschaltet. Das Spureninventar ist von Planolites-Assoziationen und, im überwiegenden Maße durch relativ eintönige Vergesellschaftungen von Trichinus (fadenförmige, hohle Gänge) und Helminthopsis-Typen (stark gewundene, kleine hohle Gänge) gekennzeichnet (Abb. 62 b u. c). Auffallend ist das Auftreten von Zoophycos-Spreiten im Übergangsbereich vom Pleistozän zum Holozän, z.T. selbst in grobem Eisdriftmaterial (Abb. 63). Die tieferen Teile der Kerne umfassen mit Sicherheit nicht mehr als das letzte Glazial. Sie bestehen aus fast durchweg strukturalosen und nicht bioturbierten glazimarinischen Tonen mit außerordentlich reichem, grobem Eisdriftmaterial (Diamiktit), auch das holozäne Sediment ist oft durchsetzt mit filigranen Pyritstrukturen, die oft die Helminthopsis-Gefüge nachzeichnen (Abb. 63 c), z.T. sind diagentische Oxidbänder an der Basis des Holozän vorhanden.

Der äußere Kontinentalhang im NW des Vöring Plateaus (Kerne GIK 23199, 23208 und 23212) zeigt dem gegenüber weit wechselhaftere Verhältnisse. Nach Vorkommen von Eisdriftschutt übersteigt die Holozänmächtigkeit in keinem der Kerne 0.5 m. Darunter wechseln Abschnitte mit "dropstones" in wechselnder Häufigkeit (Abb. 63), die sich aber stratigraphisch nicht ohne weiteres einordnen lassen. Primäre Sedimentgefüge sind reichlich vorhanden. Sie sind zum einen durch die lagenweise Anordnung des Eisdriftmaterials gegeben (Abb. 63 a), zum anderen auch durch linsig-flaserige Schichtungstypen gekennzeichnet, die mit einem Wechsel von Korngrößen einhergehen und bodennahen Sedimenttransport anzeigen. Auffallenderweise ist das besonders im tiefsten der drei Kerne der Fall.

Das Lebensspureninventar wechselt ständig, ist aber generell im unteren Bereich der Kerne dürftiger. Im Gegensatz zum oberen Vöring Plateau-Hang sind oft Trichinus- und Scolithos-artige Gänge dominierend und auch Planolites-Gänge häufig.

Der Kontinentalhang in der Nähe der Lofoten (Kerne GIK 23174, 23175 und 23193) ist durch das Vorherrschen groben diamiktischen Sediments gekennzeichnet, das stets bis zur Oberfläche reicht (von Kernen vollständig erfaßt?). Im tiefsten Kern (GIK 23174), ca. 3000 m Wassertiefe) sind laminierte und bioturbierte (Planolites-) Tone eingeschaltet. Rutschungslagen sind ebenfalls erfaßt.

Die Kerne des Barentssee-Hanges (Kerne GIK 23125, 23131, 23132, 23139, 23140, 23141 u. 23145) zeichnen sich durch alternierendes Dominieren zweier Strukturtypen aus, nämlich massiven Diamiktitlagen und einer gebänderten Sand-Ton bzw. Silt-Ton-Wechselschichtung. Bioturbation fehlt weitgehend, wenn vorhanden, äußert sie sich meist in kleinen, Trichinus-artigen Gängen, eigenartigerweise z.T. auch in Zoophycos-Spreiten. Ohne daß bis jetzt Daten über Sedimentationsraten vorliegen, erwecken die gebänderten Schichtfolgen oft den Eindruck sehr rascher Schüttung unter dem Einfluß relativ kräftiger Bodenströmungen, wahrscheinlich teilweise unter Turbiditbedingungen. Gelegentliche Kleinrippelschichtung in diesen Folgen (Abb. 63 b) sind direkte Hinweise darauf, indirekte die in Kapitel 5 beschriebenen Korngrößen-Gradienten. Pyrit-Strukturen sind selten.

6.1.4 Korngrößenverteilungen in Kernen auf dem Schelf

Die Kerne aus den Schelfzentren zeichnen sich durch eine deutliche Zunahme des Sandanteils im Verlauf des Holozäns aus. Wie Abb. 60 zeigt, hat die Zunahme dabei im Kvalnesdjupet einen nichtlinear-progressiven Charakter und führt vom schwach sandigen Schlick bis zu einer tonigen Sandlage an der Oberfläche, während sie im Vesterdjupet insgesamt gleichförmig erscheint. Diese Erscheinung ist sowohl im Troendelag-Gebiet als auch in den Senken des Tromsø-Schelfs (Vorren et al., 1984) in fast stereotyper Weise vorhanden.

Sowohl die Zunahme als auch der "Fallencharakter" der Sedimentation ist in unserem Gebiet jedoch noch stärker ausgebildet. Der Deutung von Holtedahl und Bjerkli (1982), daß die Sandzunahme im wesentlichen eine Folge abnehmender Verfügbarkeit von Feinmaterial durch Erosionswirkung ("winnowing") seit dem Ende des Pleistozäns sei, möchten wir uns vorläufig anschließen.

Im Detail mögen allerdings auch andere Faktoren mitspielen. Die hohen Sedimentationsraten in den beiden Becken bedingen eine gute stratigraphische Auflösung und versprechen bei eingehender Untersuchung der Sedimente detailliertere Ableitungen zur Entwicklung der Sedimenttransportvorgänge auf dem norwegischen Schelf. Auch im Traenadjupet-Kern sind ähnliche Verhältnisse angedeutet, wegen der geringen Sedimentationsrate jedoch weniger klar als in den kleineren Senken.

6.2 Stratigraphie und Sedimenteintrag auf dem Vøring Plateau im Spätpleistozän und Holozän

Sedimentkerne, die im Rahmen der Pilotstudie auf dem Vøring Plateau außerhalb der durch Rutschmassen stark gestörten Gebiete gewonnen wurden, konnten relativ schnell untereinander korreliert werden. O- und C-Isotopenverhältnisse, die zunächst an planktischen Foraminiferen gemessen worden sind, ermöglichten eine genaue chronostratigraphische Korrelation zu den spätquartären Isotopenstadien. In diesem Abschnitt werden hauptsächlich Daten des Sedimentkernes GIK 23 199 diskutiert; in einigen der begleitenden Abbildungen wird jedoch auch auf andere Sedimentkerne hingewiesen.

Mit PFVS "POLARSTERN" wurden 1983 bei 66°22.64' nördlicher Breite und 5°13.84' östlicher Länge der 6.36 m lange Kern GIK 23199 (Ramm, 1986) aus einer Wassertiefe von 1968 m gewonnen. Der Kern ist untersucht worden und wird hier mit Schwerpunkt auf die Stratigraphie beschrieben. Der dazu verwendete stratigraphische Rahmen basiert auf mehreren Parametern; dem Gehalt an CaCO_3 , den Schwankungen des ^{18}O -Gehaltes und der planktischen Foraminiferenfauna. Diese sedimentologischen und paläontologischen Parameter bilden die Grundlage für Korrelationen mit anderen Kernen aus der Norwegischen See und dadurch mit deren gut etablierter Chronostratigraphie. Weiter zeigen die Variationen des C-^{org}-Gehaltes ein charakteristisches Muster, das sich wenigstens über das gesamte Vøring Plateau verfolgen läßt.

6.2.1 CaCO₃-Gehalte

Der im Kern gemessene CaCO₃-Gehalt ist in Abb. 1a dargestellt. In den Tiefen 0-30, 260-330, 565-615 cm findet man drei Horizonte mit hohen Karbonatgehalten (Abb. 64), hier "Karbonatmax 1, 2 und 3" genannt.

Karbonatmax 1 lässt sich mit der heutigen Warmzeit parallelisieren, Karbonatmax 2 mit dem von Kellogg (1973) beschriebenen "Penultimate Carbonate High, PCH", während Karbonatmax 3 sich nicht ohne weiteres mit anderen beschriebenen Karbonatpeaks korrelieren lässt. Niedrige Karbonatwerte, gegen 0%, kommen in mehreren Kernteufen vor, z.B. knapp über Karbonatmax 2, sowie auch in mehreren Niveaus zwischen Karbonatmax 2 und 3. Die Karbonatmaxima wie auch die Minima lassen sich gut mit drei anderen Polarstern-Kernen (GIK 23202, 23205 und 23209) vom Vøring Plateau korrelieren. (Abb. 65-69).

6.2.2 C_{org}-Gehalte

Der Gehalt von organischem Kohlenstoff im Kern (Abb. 64) ist über die gesamte Kernlänge nahezu stabil und variiert nur um rund 0.2%. Höhere Werte sind allerdings auch gemessen worden, besonders in den Kernteufen, in denen der Karbonatgehalt niedrig ist. In den Horizonten, die durch eine grüne oder schwarze Färbung gekennzeichnet sind, findet man markante Peaks, die sich durch reduzierende Ablagerungsbedingungen erklären lassen. Ganz oben im Kern findet man ebenfalls relativ hohe C_{org}-Werte, die auch aufgrund des Einflusses lebender Organismen im Oberflächensediment zu erwarten sind.

6.2.3. Verteilung planktischer Foraminiferen

Im größeren Teil des Kerns dominiert der linksgewundene Morphotyp von *Neogloboquadrina pachyderma* mit 95-100% der gesamten planktischen Foraminiferenfauna. Nur in zwei Kernteufen, 0-30 und 307-330 cm, gibt es größere Anteile der rechtsgewundenen *N. pachyderma* und subpolarer Foraminiferen, d.h. in erster Linie der drei Arten *Globigerina bulloides*, *Globigerina quinqueloba* und *Globigerina glutinata* (Abb. 64 e und f). Diese zwei Kernteufen lassen sich mit der rezenten Warmzeit und mit dem letzten Interglazial vor ca. 115-125 Tausend Jahren korrelieren. Außer in diesen zwei Horizonten findet man auch einen mäßigen Gehalt an subpolaren Arten in einer Lage analog zum Karbonatmax 3 und zum Teil auch in einigen Kernabschnitten zwischen 70 und 170 cm.

6.2.4. Verhältnisse leichter, stabiler Isotope

Die Verteilungen der $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^{13}\text{C}$ -Werte sind in den Abb. 64 und 1d dargestellt. Die niedrigen Werte des $\delta^{18}\text{O}$ in den oberen 60 cm lassen sich mit dem Sauerstoff-Isotopen-Stadium 1, SIS 1, (Emiliani, 1955) korrelieren. Der Übergang von Stadium 2 nach 1 findet in zwei Sprüngen statt, die von u.a. Duplessy et al. (1981) und Jansen et al. (1983) als "Termination Ia und Ib" beschrieben wurden. Die zwei Sprünge, bei etwa 60 und 30 cm wurden bei Duplessy et al. auf 13.5 und 8.5 Tausend Jahre BP datiert. Der ausgeprägte Peak bei 58 cm lässt sich wahrscheinlich durch eine Anreicherung von ^{16}O aufgrund des schnellen Abschmelzens des Eises erklären.

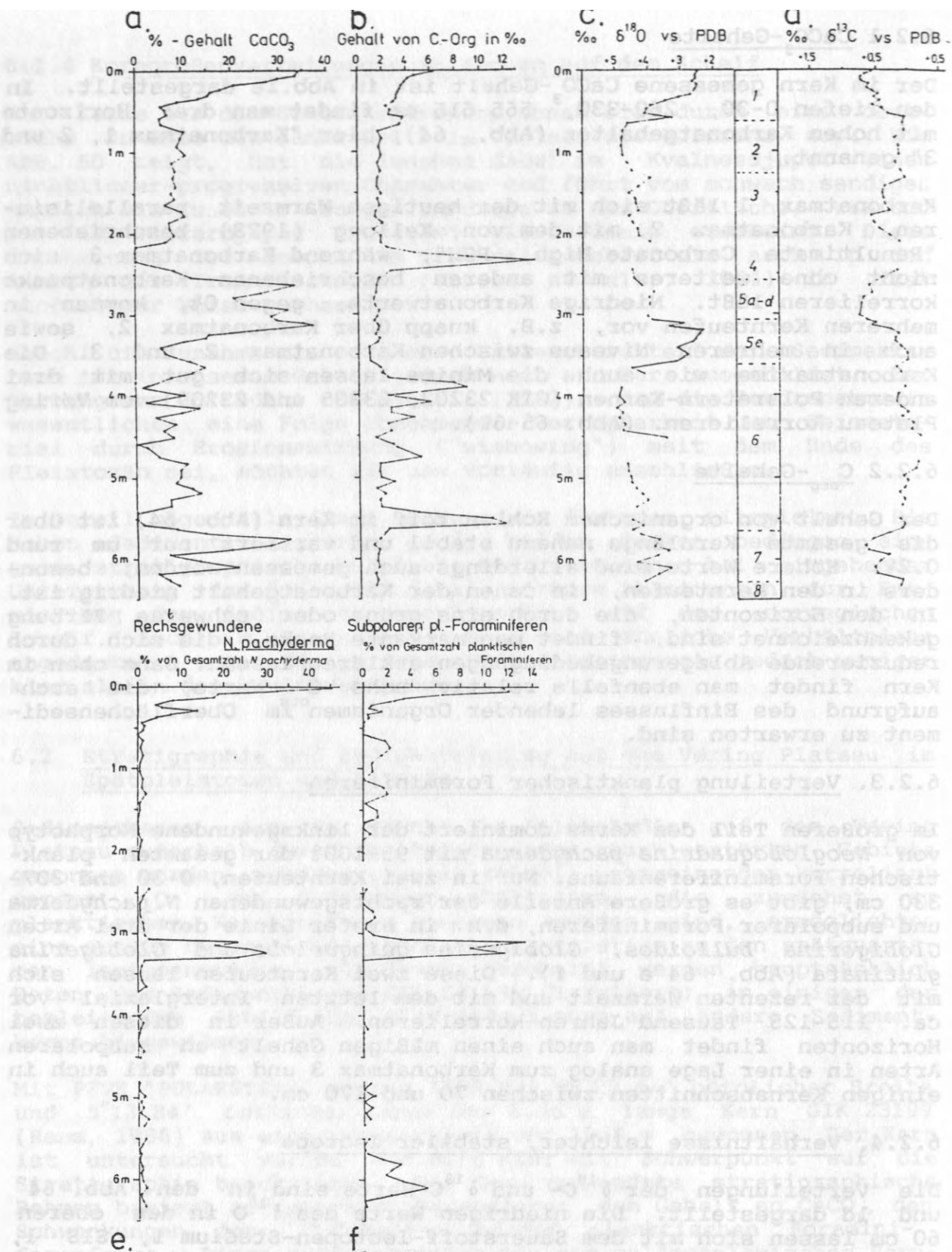


Abb. 64: Sedimentologische Daten von Kern GIK 23199 (Ramm, 1986).

ISOTOPSTRATIGRAFI KJERNE: 23199

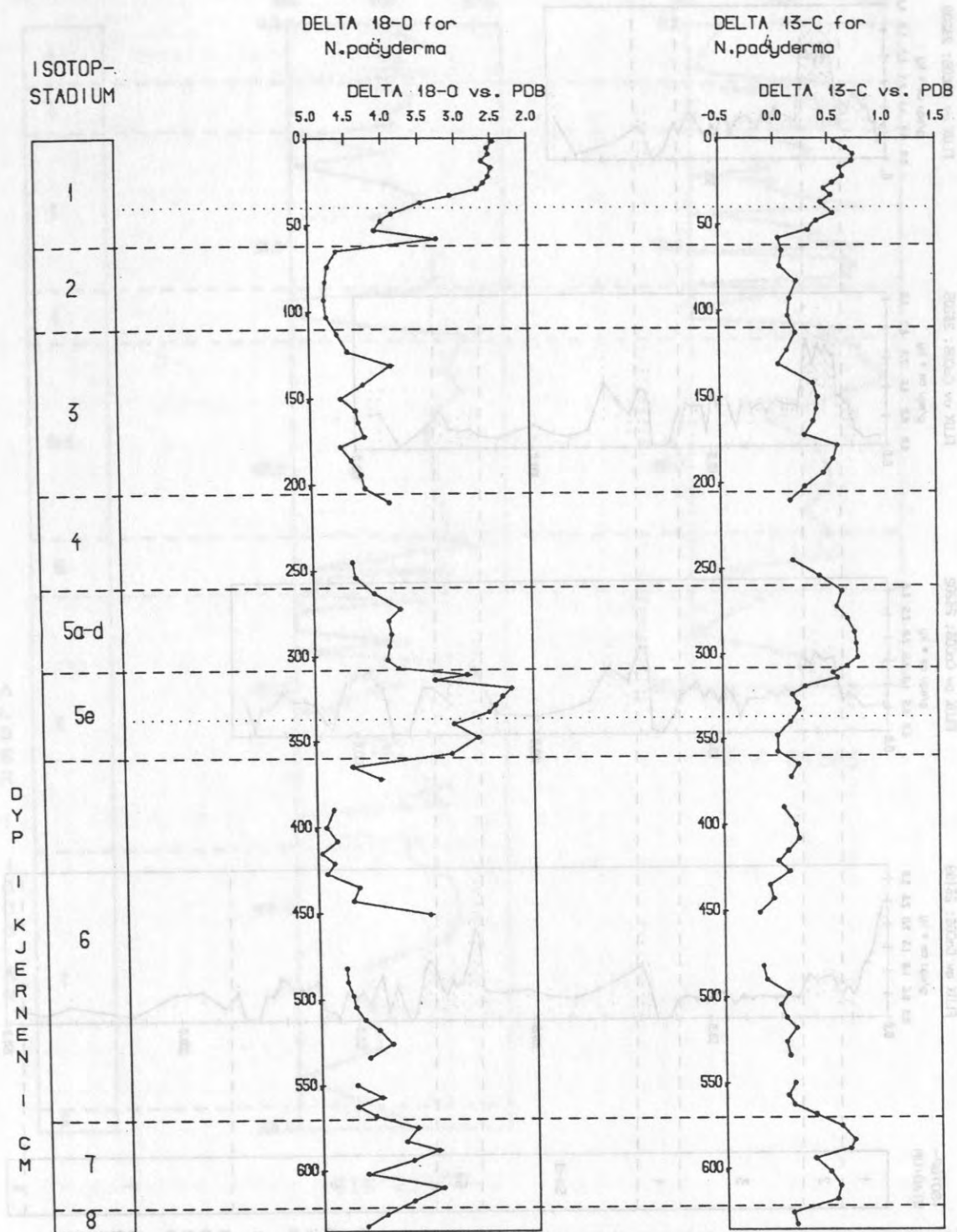


Abb. 65: Kern GIK 23199 vom Vöring Plateau. O- und C-Isotopenstratigraphie vs. Tiefe. Aus Ramm, 1986.

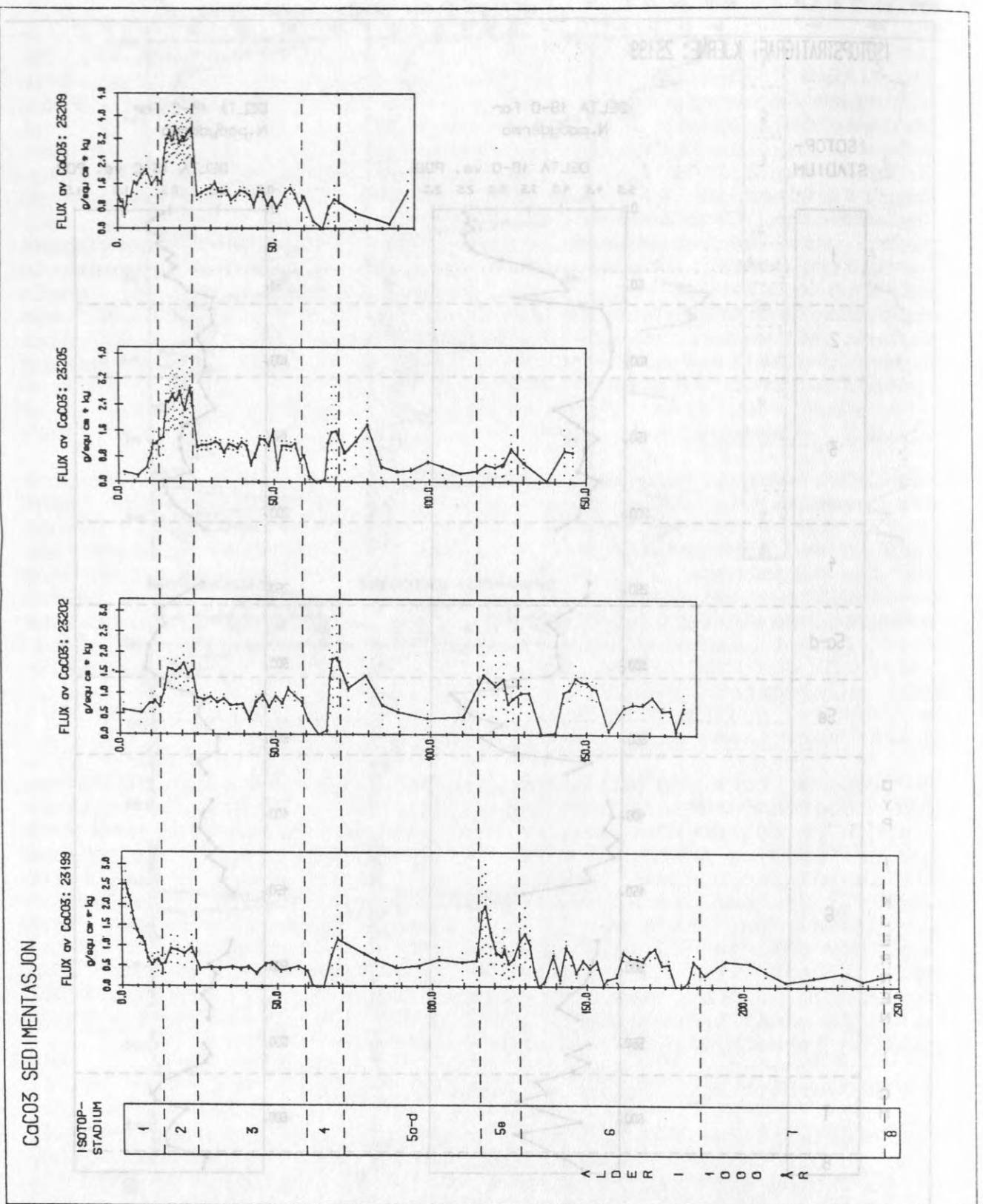


Abb. 66: Kerne GIK 23199, 23202, 23205 und 23209 vom Vörling Plateau. Korrelation der Karbonatakkumulation vs. Zeit. Aus Ramm, 1986.

FLUX AV PLANKTISKE FORAMINIFERER

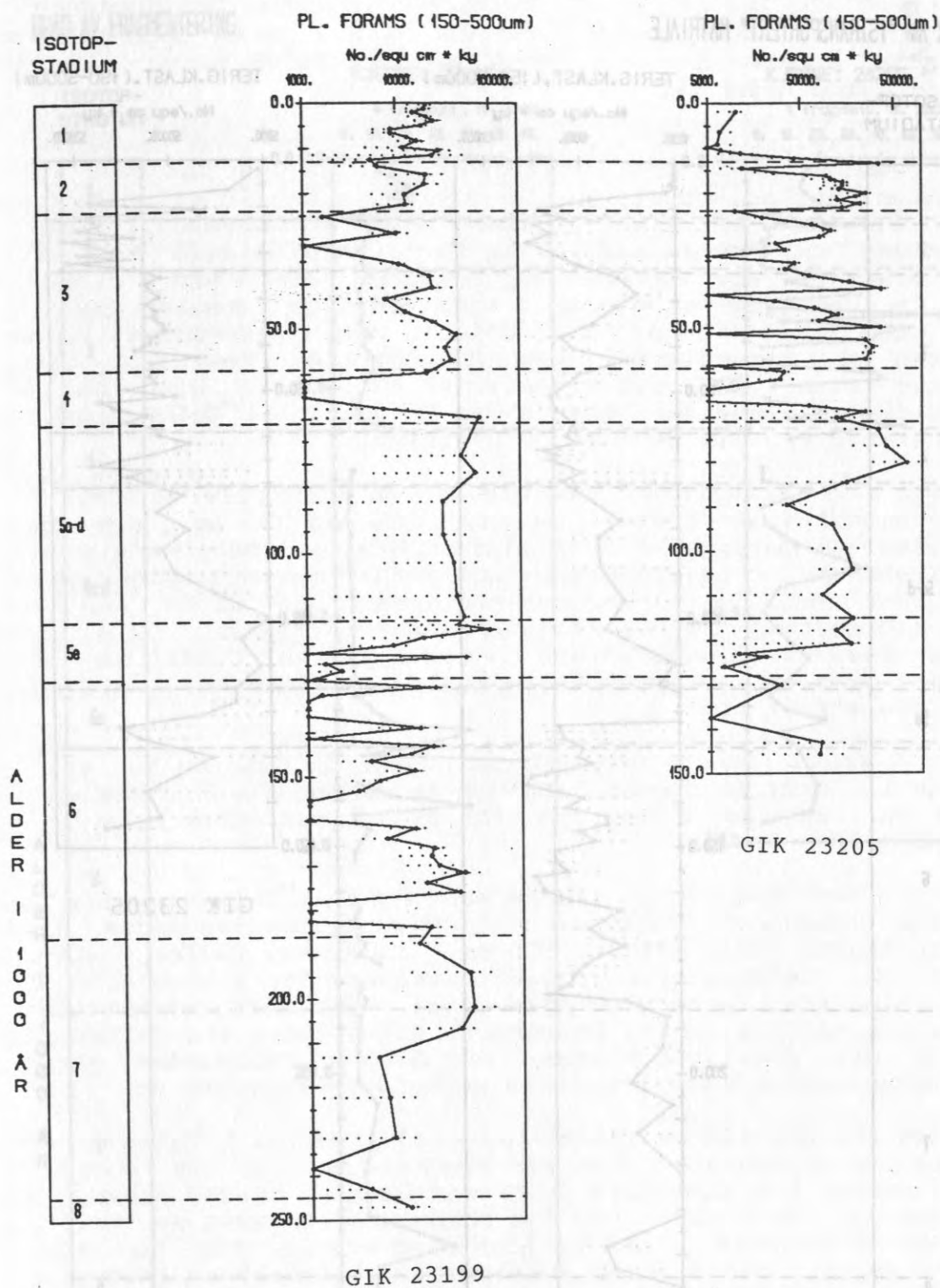


Abb. 67: Kerne GIK 23199 und 23205. Korrelation der Akkumulationsraten planktischer Foraminiferen (150-500 µm) vs. Zeit. Aus Ramm, 1986.

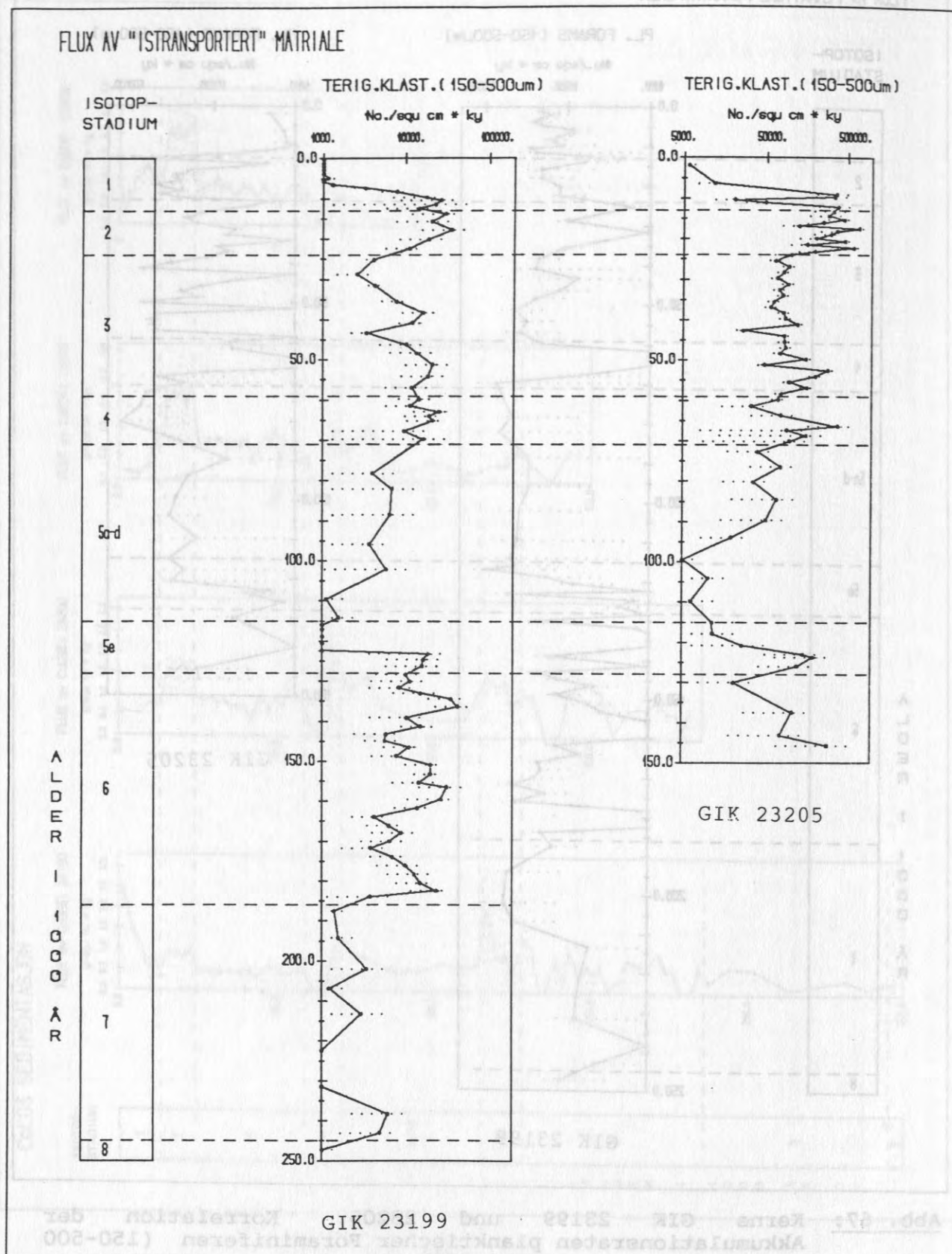


Abb. 68: Kerne GIK 23199 und 23205 vom Vöring Plateau. Vergleich der Akkumulation grober terrigener Klastika (150 - 500 µm) vs. Zeit. Aus Ramm, 1986.

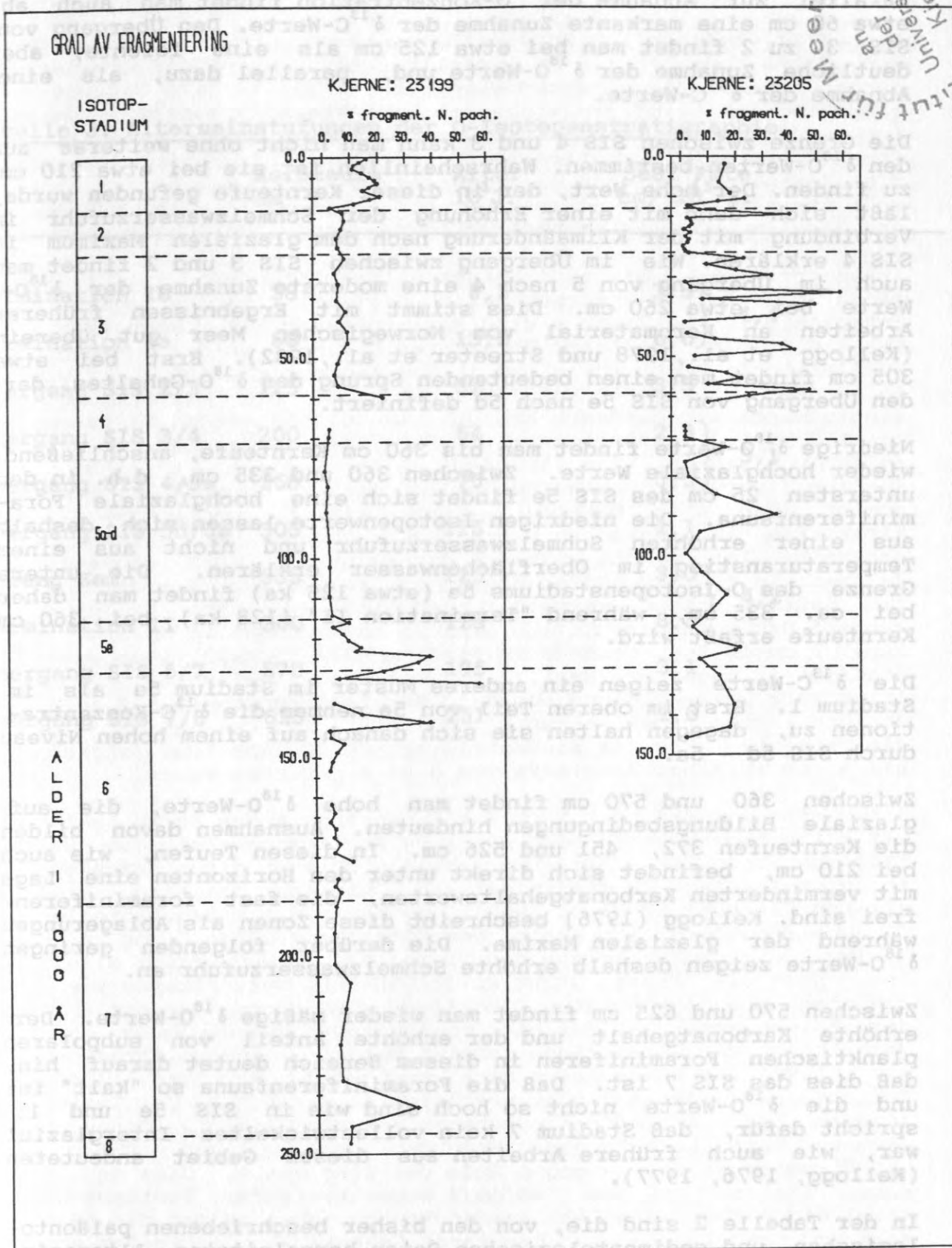


Abb. 69: Kerne GIK 23199 und 23205 vom Vöring Plateau. Frequentierung der planktischen Foraminiferen. Aus Ramm, 1986.

Parallel zur Abnahme der $\delta^{18}\text{O}$ -Konzentration findet man auch ab etwa 60 cm eine markante Zunahme der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte. Den Übergang von SIS 3 zu 2 findet man bei etwa 125 cm als eine leichte, aber deutliche Zunahme der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte und, parallel dazu, als eine Abnahme der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte.

Die Grenze zwischen SIS 4 und 3 kann man nicht ohne weiteres aus den $\delta^{18}\text{O}$ -Werten bestimmen. Wahrscheinlich ist sie bei etwa 210 cm zu finden. Der hohe Wert, der in dieser Kernteufe gefunden wurde, läßt sich dann mit einer Erhöhung der Schmelzwasserzufuhr in Verbindung mit der Klimaänderung nach dem glazialen Maximum in SIS 4 erklären. Wie im Übergang zwischen SIS 3 und 2 findet man auch im Übergang von 5 nach 4 eine moderate Zunahme der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte bei etwa 260 cm. Dies stimmt mit Ergebnissen früherer Arbeiten an Kernmaterial vom Norwegischen Meer gut überein (Kellogg et al., 1978 und Streeter et al., 1982). Erst bei etwa 305 cm findet man einen bedeutenden Sprung des $\delta^{18}\text{O}$ -Gehaltes, der den Übergang von SIS 5e nach 5d definiert.

Niedrige $\delta^{18}\text{O}$ -Werte findet man bis 360 cm Kernteufe, anschließend wieder hochglaziale Werte. Zwischen 360 und 335 cm, d.h. in den untersten 25 cm des SIS 5e findet sich eine hochglaziale Foraminiferenfauna. Die niedrigen Isotopenwerte lassen sich deshalb aus einer erhöhten Schmelzwasserzufuhr und nicht aus einem Temperaturanstieg im Oberflächenwasser erklären. Die untere Grenze des O-Isotopenstadiums 5e (etwa 125 ka) findet man daher bei ca. 335 cm, während "Termination II" (128 ka) bei 360 cm Kernteufe erfaßt wird.

Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte zeigen ein anderes Muster im Stadium 5e als im Stadium 1. Erst im oberen Teil von 5e nehmen die $\delta^{13}\text{C}$ -Konzentrationen zu, dagegen halten sie sich danach auf einem hohen Niveau durch SIS 5d - 5a.

Zwischen 360 und 570 cm findet man hohe $\delta^{18}\text{O}$ -Werte, die auf glaziale Bildungsbedingungen hindeuten. Ausnahmen davon bilden die Kernteufen 372, 451 und 526 cm. In diesen Teufen, wie auch bei 210 cm, befindet sich direkt unter den Horizonten eine Lage mit verminderten Karbonatgehaltswerten, die fast foraminiferenfrei sind. Kellogg (1976) beschreibt diese Zonen als Ablagerungen während der glazialen Maxima. Die darüber folgenden geringen $\delta^{18}\text{O}$ -Werte zeigen deshalb erhöhte Schmelzwasserzufuhr an.

Zwischen 570 und 625 cm findet man wieder mäßige $\delta^{18}\text{O}$ -Werte. Der erhöhte Karbonatgehalt und der erhöhte Anteil von subpolaren planktischen Foraminiferen in diesem Bereich deutet darauf hin, daß dies das SIS 7 ist. Daß die Foraminiferenfauna so "kalt" ist und die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte nicht so hoch sind wie in SIS 5e und 1, spricht dafür, daß Stadium 7 kein vollentwickeltes Interglazial war, wie auch frühere Arbeiten aus diesem Gebiet andeuteten (Kellogg, 1976, 1977).

In der Tabelle 2 sind die, von den bisher beschriebenen paläontologischen und sedimentologischen Daten hergeleiteten Alterseinstufungen und die dazu gehörenden Sedimentationsraten aufgelistet (cf. Thiede et al., 1986).

Tabelle 3: Alterseinstufungen der O-Isotopenstratigraphie

	Kernteufe cm	Alter 10 ³ J.	Sed. Rate cm/ 10 ³ J.
Termination Ib	30	8,5	3,5
Termination Ia	60	13,5	6,0
Übergang SIS 2/3	125	32	3,5
Übergang SIS 3/4	200	64	2,3
Übergang SIS 4/5a	260	75	5,5
Übergang SIS 5d/5e	305	115	1,1
Anfang Eem	335	125	3,0
Termination II	360	128	8,3
Übergang SIS 6/7	570	195	3,1
Übergang SIS 7/8	625	251	1,0

6.3. Benthische Foraminiferen im Kern GIK 23199

Methodik: Ausgewertet wurden sämtliche benthischen Foraminiferen der Größe über 150 μ . Dargestellt (Abb.70) sind die 10 Arten, deren Anteil in mindestens einer Probe > 5 % betrug; die eingetragenen Häufigkeitsklassen beziehen sich auf die Gesamtfau-
na. Außer den Häufigkeitsklassen sind die Prozentzahlen der Arten *Cibicidoides wuellerstorfi* und *Oridorsalis umbonatus* sowie die Anzahl der Gehäuse pro cm Sediment für diese beiden Arten und die aller Arten aufgetragen und schließlich die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von *Neogloboquadrina pachyderma* (nach Ramm, 1986) beigegeben.

Artenverteilung: Die zehn dargestellten Arten sind in der Kernlänge von 6.30 m unterschiedlich verteilt. Einige Lagen - in unterschiedlicher Teufe - sind foraminiferenfrei. Nach Ramm (s. Kap. 6.2) ist in diesen Horizonten der Kalk gelöst worden. *C. wuellerstorfi* tritt vor allem in den Isotopenstadien 1, 5 und 7 in großer Häufigkeit auf, was vor allem die Darstellung der Absolutwerte zum Ausdruck bringt: Im Holozän werden Spitzenwerte von 120 Expl./1 cm Sediment, im Eem (Stadium 5e) und den darauf folgenden Stadien 5d-a 165 Expl./1 cm Sediment erreicht, im Stadium 7 werden Höchstwerte von 130 Expl./1 cm gezählt. Hieraus ergibt sich eine Methode - außer mit *N. pachyderma* - die Warmzeiten in arktischen Meeresräumen schnell zu erfassen. *O. umbonatus* ist sowohl während der Warm- als auch während der Kaltzeit in relativ großer Häufigkeit vertreten. Wie die absoluten Zahlen zeigen, erreicht auch diese Art ihre Spitzenwerte während der Warmphasen: 120 expl./1 cm Sediment im Holozän, 33 Expl./1 cm im Eem, darüber im Stadium 5d-a 75 Expl./1 cm und im Stadium 7 sogar 265 Expl./1 cm Sediment. *Pullenia bulloides* tritt kurz unterhalb und oberhalb der Isotopengrenze 5/4 auf. Die übrigen Arten haben keinen Aussagewert. Interessant ist jedoch die Tatsache, daß die Sandschalerart *Cribr stomoides subglobosus* bis hinab zu einer Kernteufe von 3.46 m gefunden wurde.

Diskussion der Befunde: Nach der Auswertung eines Kerns läßt sich mit Hilfe dieser Daten noch keine Paläo-Ozeanographie des Vøring Plateaus erstellen. Immerhin passen sich aber diese Befunde bis in Einzelheiten in diejenigen ein, die aus ähnlichen Breiten stammen (Steeter et al., 1982): so haben die Prozentanteile von *C. wuellerstorfi* innerhalb der Isotopenstadien 5 und 4 drei Maxima, die ebenfalls mit den Maxima von *O. umbonatus* alternieren. Wenn die "Peaks" nicht so akzentuiert hervortreten wie bei den oben genannten Autoren, so liegt dies daran, daß die Anteile der beiden Arten bei der hier vorliegenden Untersuchung in ein Verhältnis zur Gesamtfau-
na gesetzt wurden, während Streeter et al. (1982) die Sandschaler nicht berücksichtigt haben. Auch der *Pullenia bulloides*-Horizont erscheint an der Grenze der Isotopenstadien 5/4. Allerdings erscheint die verfrachtete Fauna nach eigenen Daten bereits gegen Ende des Stadiums 5 und nicht - wie bei Streeter et al. - gegen Ende des Stadiums 4. Dies mag aber daran liegen, daß das Stadium 4 wegen fehlender Isotopen-Werte nicht eindeutig festgelegt werden konnte. Aber selbst die Häufigkeit von über 10 % an verfrachteten Gehäusen, die Steeter et al.

im Stadium 5 eingetragen haben, wurde im untersuchten Kern gefunden. Das Phänomen, daß *C. wuellerstorfi* in den Kaltzeiten verschwindet, wird von Streeter et al. (1982) damit erklärt, daß die Primärproduktion durch ganzjähriges Packeis stark reduziert war und *C. wuellerstorfi* infolgedessen die Nahrungszufuhr genommen war. Dieser Interpretation schließen wir uns an. Wie aber kann das Fortbestehen von *O. umbonatus* auch während der Kaltzeiten erklärt werden? Hier hat sich in der Diskussion die Annahme ergeben, die durch zukünftige aktuo-ökologische Untersuchungen im Teilprojekt A 3 belegt werden soll: Die Art *O. umbonatus* ist von der Nahrungszufuhr aus der Wassersäule dadurch unabhängig, daß sie von Bakterien, möglicherweise sogar in Symbiose mit ihnen lebt.

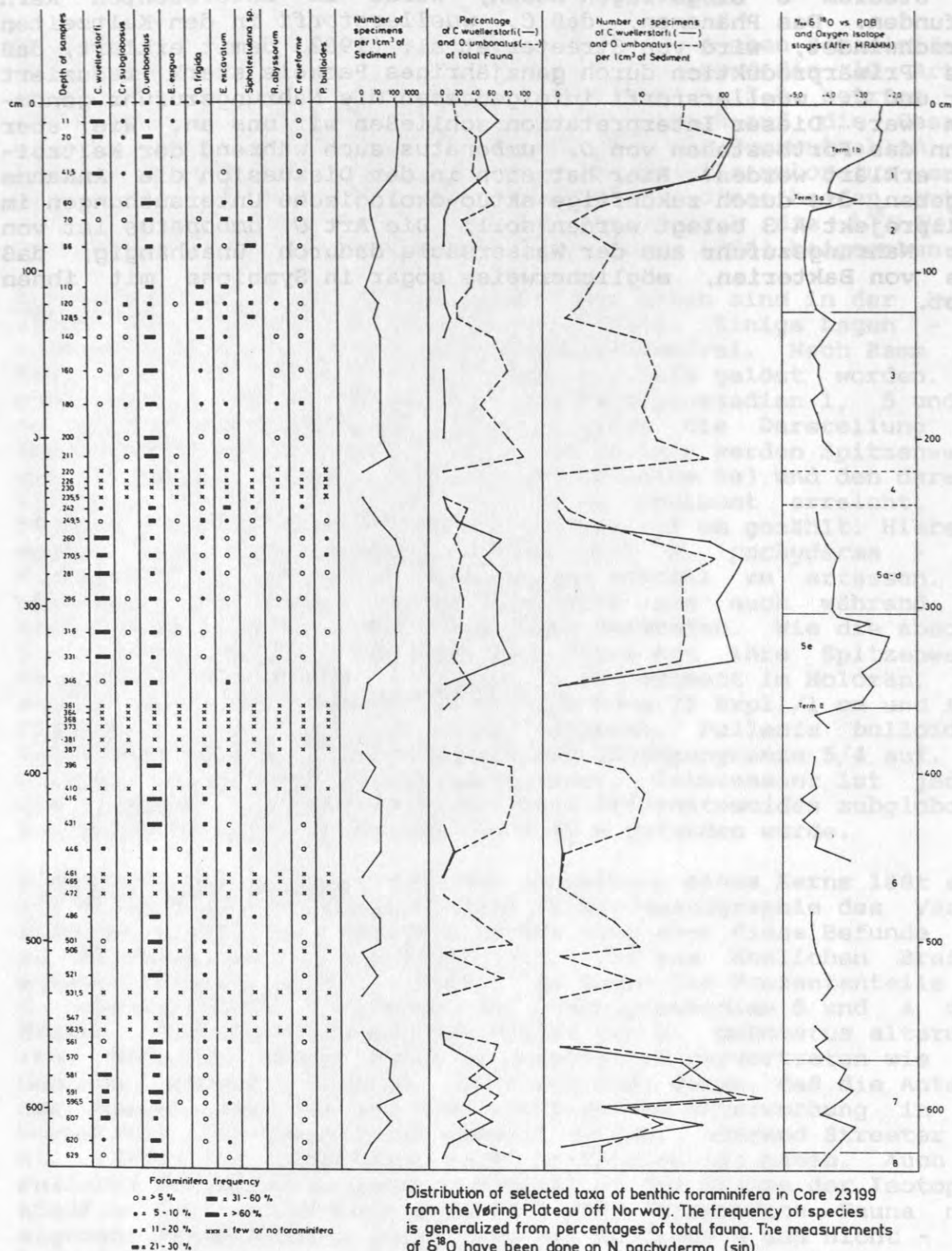


Abb. 70: Verteilung verschiedener Taxa von benthischen Foraminiferen in GKG GIK 23199 vom Vøring Plateau in Norwegen. Die Häufigkeit der Arten entspricht dem Anteil an der gesamten Fauna. Die Werte von $\delta^{18}\text{O}$ beziehen sich auf *N. pachyderma*.

7. SCHLUßFOLGERUNGEN UND PERSPEKTIVEN

Bei Abschluß der Pilotstudie war klar geworden, daß die im Rahmen eines neuen Sonderforschungsbereichs zu untersuchende Problematik auch gelöst werden kann. Der neue SFB (313) ist dann auch nach erfolgreicher Begutachtung des Antrages am 1. Juli 1985 eingerichtet worden. Da die Pilotstudie hauptsächlich zum Ziel hatte, Grundlagen für die Antragsformulierung zu schaffen, ist ebenfalls klar, daß viele der begonnenen Untersuchungen im Rahmen des Sonderforschungsbereichs weiter geführt werden können und sollen. In diesem Kapitel sollen daher stichwortartig einige Schlußfolgerungen für die Arbeiten des SFB's, die sich aus den Erfahrungen und Ergebnissen der Pilotstudie ergeben, diskutiert werden.

7.1. Korrelationen zu hydrographischen Daten

Viele der Meßprogramme, die Partikelbildung in der Wassersäule und den Partikeltransport zum und am Meeresboden kontrollieren, können nur unter Einschluß hydrographischer Meßreihen durchgeführt werden. Dies gilt für die Sedimentfallenexperimente, für viele der planktologischen, benthologischen, chemischen und geologischen Untersuchungen, die geplant sind. Dabei ist es nicht mit einem allgemeinen Vergleich der Wassermassencharakteristik und -verteilung getan, sondern es wird darauf ankommen, ausgewählte Meßpunkte und -stationen in großem Detail mit hydrographischen Daten zu belegen. Im Rahmen der Pilotstudie ist dieses Problem durch die Zusammenarbeit bestehender Arbeitsgruppen (s. Pilotstudie Teil A) gelöst worden. Für den SFB-Antrag (1. Phase) hat man sich zunächst einmal entschlossen, hydrographische Messungen nur unter Einsatz bescheidener Mittel vorzunehmen und die Zusammenarbeit mit den Ozeanographen des neuen Hamburger SFB, der auch im Gebiet des Europäischen Nordmeeres tätig sein wird, zu suchen. Ob diese Lösungen langfristig befriedigend sind, muß sich erst zeigen.

7.2. Paläo-Ozeanographie

Eines der Ziele der geplanten Arbeiten im Europäischen Nordmeer ist es, aufbauend auf den Erkenntnissen der modernen Sedimentbildung und des Sedimenttransports zu versuchen, Schichtenfolgen älterer Ablagerungen dazu zu benutzen, die Paläo-Ozeanographie der letzten 5 - 10 Mio. J. zu rekonstruieren. Dabei wird es darauf ankommen, sowohl die kurzfristige und eher feinskalige Veränderlichkeit der Wassermasseneigenschaften zu rekonstruieren, als auch die langfristigen Reaktionen dieses Meeresgebiets auf die extremen klimatischen Veränderungen in der jüngsten geologischen Vergangenheit zu erfassen. Versuche der Rekonstruktion der arktischen und subarktischen Tiefseebecken, zu denen das Europäische Nordmeer gehört, stellen uns vor ganz besondere Probleme, weil

- 1) der Wasseraustausch zwischen dem Europäischen Nordmeer, dem Nordpolarmeer und den Tiefseebecken des restlichen Weltmeeres durch z.T. sehr flache untermeerische Höhenrücken behindert und kontrolliert wird, so daß sich in den polaren und subpolaren Ozeanbecken Wassermassen besonderer Eigenschaften herausbilden;

- 2) die Ökologie der Faunen und Floren, die mit ihrem Schalen- und Skelettmaterial zur Sedimentbildung beitragen, nur wenig bekannt ist;
- 3) das Europäische Nordmeer global eines der wichtigsten Gebiete der Bodenwassererneuerung umfaßt, dessen erosive Kräfte zur Bildung von Schichtlücken beitragen, dessen geologische Auswirkung jedoch nur wenig verstanden ist; und
- 4) stratigraphische Probleme in der Feindatierung der quartären und tertiären Tiefseesedimente aus dem Europäischen Nordmeer bisher die Erstellung quantitativer Zeitreihen verhindert haben.

7.3. Der neue SFB und seine Arbeitsgebiete

Eine Voraussetzung für den neuen SFB war der Nachweis von Gebieten ungestörter und stratigraphisch vollständiger Sedimentabfolgen mit möglichst hohen Sedimentationsraten. Die Arbeiten der Pilotstudie haben gezeigt, daß solche Gebiete im Bereich des Vøring Plateaus (außerhalb der bekannten großen Rutschungsgebiete) und auf Kuppen in den angrenzenden Tiefsee-Ebenen gefunden worden sind, und man hat sich bei einer Beschränkung auf Untersuchungen der Ablagerungsverhältnisse im pelagischen Raum für drei Gebiete entschieden (Abb. 4)

1. Vøring Plateau und angrenzende Seegebiete wegen der sehr regelmäßigen, ungestörten und gut geschichteten hemipelagisch-pelagischen Sedimentabfolge unter dem Kern des Norwegen Stromes (1. Priorität), sowie der Übergangsbereich zum anschließenden Kontinentalhang und Schelf für die Untersuchung der Rolle lateraler Sedimentzufuhr.
2. Ausgang Barents-See und Hang zum Lofoten Becken (Veränderung der Ablagerungsverhältnisse im Stromstrich nach Norden; 2. Priorität);
3. Ablagerungsgebiet in der Grönland See etwa W von Jan Mayen, um Einfluß und Geschichte des Ostgrönlandstromes zu erfassen (vorgesehen für die 2. Phase).

Neben der guten Sedimentbedeckung haben alle drei Gebiete den Vorzug, in Gebieten zu liegen, in denen die ozeanographischen Gradienten deutlich voneinander getrennt sind, in denen die Ablagerungsverhältnisse wechselweise von Eigenschaften polarer und subpolarer Wassermassen geprägt werden oder worden sind, und in denen man berechnete Hoffnung hat, die stratigraphischen Probleme lösen zu können.

7.4. Innovative Fragestellungen und Methoden

Während die Untersuchungen im Rahmen der Pilotstudie und des neuen SFB wissenschaftlich ein modernes Konzept repräsentieren, müssen methodisch doch eine Reihe von Neuentwicklungen durchgeführt werden, die dann wiederum zu einer Weiterentwicklung der wissenschaftlichen Fragestellungen führen werden. Die methodischen Entwicklungen wurden von allen Teilbereichen des SFB angegangen, sind jedoch heute im Einzelnen nur unvollständig zu überblicken.

Partikelfluß aus dem Pelagial:

Der Einsatz der verankerten Sedimentfallen ist bisher sehr erfolgreich verlaufen (s. Kap. 3 dieses Berichtes). Ansätze zur Entwicklung und zum Einsatz driftender Sedimentfallen haben im Rahmen der Kieler Arbeitsgruppen bereits erste Erfolge gezeigt und sollten unbedingt im Rahmen des neuen SFB weiterverfolgt werden. Bei der Untersuchung des Probenmaterials aus den Fallen sind bisher biologische, paläontologische, chemische und mineralogische Methoden zu Anwendung gekommen. Unseren Arbeitsgruppen fehlt jedoch die Möglichkeit, avancierte organisch-geochemische Methodik einzusetzen; diese Methoden würden auch in der Klima-stratigraphie eingesetzt werden können.

Probleme der benthischen Grenze:

Mit der Möglichkeit, Tiefschleppsysteme einzusetzen, haben unsere Methoden zur Vermessung des Meeresbodens einen bedeutenden Fortschritt erreicht. Es ist jedoch bereits jetzt klar, daß weitere wesentliche Fortschritte durch die Entwicklung und/oder Einsatz folgender technischer Hilfsmittel erreicht werden können:

- 1) Steuerbarer Fisch und ausgefeiltere komplexere Instrumentenbestückung des Schleppsystemes (u.a. besseres Sonar);
- 2) Einsatz von Tiefseetauchbooten zur Beobachtung und Beprobung ungestörter Sedimentoberflächen. "Ungestörte" Sedimentoberflächen werden z.Zt. hauptsächlich mit dem Großkastengreifer entnommen, wobei jedoch aufgrund der Pendelbewegung des Instruments die Feinstruktur der Oberfläche (Fluffschicht!) meist völlig zerstört ist.
- 3) Entwicklung und Einsatz von in-situ Sensoren für physikalische und chemische Eigenschaften der obersten Sedimentschichten und der Feinstruktur der Transportvorgänge an der benthischen Grenze.

Geophysik

Die wesentliche Zielsetzung der marinen geophysikalischen Untersuchungen besteht in der hochauflösenden seismischen Erfassung von Feinstrukturen sedimentärer Ablagerungen. Sowohl die allgemeine Themenstellung des neuen SFB als auch spezielle Fragestellungen fachlich benachbarter Teilprojekte erfordern den Einsatz unterschiedlicher Verfahren im Hinblick auf Eindringtiefe und Auflösung der Schichten. Während für die Untersuchung der känozoischen Entwicklung des Kontinentalrandes Eindringtiefen von 500-1000 m erforderlich sind, verlangen Fragestellungen rezenter Sedimentationvorgänge eine genaue Abbildung der Strukturen im Tiefenbereich weniger Kernlängen. Neben der Schichtung sind die seismischen Geschwindigkeiten und die Absorptionseigenschaften sowie die lithologischen Parameter mit zu erfassen.

Für mehrkanalige seismische Untersuchungen des Kontinentalrandes sind hochfrequente Schallquellen einzusetzen. Die ersten Ergebnisse haben gezeigt, daß kleine Luftkanonen mit Kammervolumina von 0.6 Litern schon eine gute Auflösung bei ausreichender Eindringung aufweisen. Dies gilt im Bereich des Vøring Plateaus auch für basaltische Lagen von etwa 500 Metern Mächtigkeit. Zur Zeit wird geprüft, ob für die weiteren Arbeiten der Einsatz eines Luftkanonen-Arrays oder einer Wasserkanone günstiger ist. Hierbei steht die Verringerung des Bubble-Effekts und des Ghosts im Vordergrund.

Langfristig sollen zwei wesentliche innovative Entwicklungen, die z.Zt. unabhängig vom SFB betrieben werden, in die künftigen Entwicklungen einbezogen werden. Hierbei handelt es sich erstens um Scherwellen-Messungen am Meeresboden. Der Vorteil von Scherwellen liegt in der höheren Auflösung und, bei einer Kombination mit Kompressionswellen, in der Möglichkeit, elastische Konstanten des Meeresbodens zu bestimmen. Gleichzeitig sind sie in der Lage, gashaltige Lockersedimente zu durchschallen, was mit hochfrequenten Kompressionswellen nicht immer möglich ist. Ein derartiges System wurde für den Einsatz in der Flachsee entwickelt und bedarf einer Neukonzeption für Tiefsee-Experimente.

Ein zweites Vorhaben befaßt sich mit dem Bau eines tiefgeschleppten mehrkanaligen seismischen Systems. Dabei werden die Schallquelle und ein 50 m langer, 12-kanaliger Streamer etwa 100 m oberhalb des Meeresbodens betrieben. Die Datenübertragung erfolgt in digitaler Form über ein Einleiterkabel. Der Vorteil des Deep-Tow-Systems liegt, im Vergleich zur Messung von der Meeresoberfläche, in der höheren Auflösung und in der Verringerung von Diffraktionshyperbeln bei unregelmäßigen Strukturen. Der Einsatz eines mehrkanaligen Streamers ermöglicht gleichzeitig eine Geschwindigkeitsbestimmung, was sowohl zu einer besseren Abschätzung der Reflektortiefen als auch zu einer groben Identifizierung des Materials im Untergrund führt. Das in der Planung befindliche System enthält zusätzlich ein Magnetometer, um auch magnetische Feinstrukturen des Meeresbodens bei geringer Sedimentbedeckung erfassen zu können. Die Entwicklung des Gerätes erfolgt in Zusammenarbeit mit Herrn Prof. Koske, Abteilung Meerestechnik des IAP der CAU-Kiel.

Paläo-Ozeanographische Untersuchungen

Möglichkeiten des Einsatzes und der Entwicklung von Methoden der anorganischen und organischen Geochemie (z.B. Aminosäurenstratigraphie) für Zwecke der Klimastratigraphie sind bereits weiter oben angesprochen worden, und fehlen bisher aus verschiedenen Gründen fast völlig in Kiel. Ebenso sind unsere Möglichkeiten für isotopengeologische Untersuchungen an dem gesammelten Probenmaterial (mit Ausnahmen der stabilen O- und C-Isotope und der instabilen ^{14}C - und ^{210}Pb -Isotope) nur begrenzt und sollten weiter entwickelt werden. Dasselbe gilt grundsätzlich für absolute Datierungsmethoden der neogenen und quartären Sedimentabfolgen (mit Ausnahme der letzten 30 - 50 Tausend Jahre).

7.5 Probleme durch fehlende Fachgebiete

In diesem Bericht (ebenso wie in Teil A der Pilotstudie) ist wiederholt darauf hingewiesen worden, daß der interdisziplinären Arbeitsgruppe, die diesen neuen SFB betreiben will, eine Reihe von wichtigen Fachdisziplinen fehlen. Langfristig wird sich der SFB daher darum bemühen müssen, diese Lücken zu füllen, die -soweit z.Zt. übersehbar - folgende Gebiete umfassen:

- 1) Regionale/physikalische Ozeanographie; (z.T.in enger Zusammenarbeit mit dem Hamburger SFB)
- 2) Organische Chemie/Geochemie, und
- 3) Mikrobiologie.

8. DANK

Die Arbeiten im Rahmen der Pilotstudie bauen auf einige wichtige Voraussetzungen auf, ohne die ein Erfolg nicht möglich gewesen wäre. Die Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG) und die Christian-Albrechts-Universität zu Kiel haben die Arbeiten der Pilotstudie und die Vorbereitung des neuen SFB-Antrages bereitwillig und großzügig unterstützt. Das wissenschaftliche Konzept der Untersuchungen im Europäischen Nordmeer hätte nicht ohne die Erfahrungen und den Input der Kollegen des SFB 95, der im Jahre 1982 zu Ende ging, entwickelt werden können. Schließlich haben das Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung (AWI, Direktor Prof. Dr. G. Hempel) und das Institut für Meereskunde (IfM, Direktoren Prof. Dr. B. Zeitzschel und W. Krauss) uns bereitwillig und großzügig Schiffszeit auf den PFVS POLARSTERN, FS POSEIDON, und FS LITTORINA zu Verfügung gestellt. Den Schiffsbesatzungen und den Mitarbeitern der oben genannten Institutionen sei hiermit für ihre Hilfe und Förderung unserer Vorhaben gedankt. Die Arbeiten dieses Teils der Pilotstudie sind von der DFG unter dem Kennzeichen Th 200/2-1 gefördert worden.

9. LITERATURVERZEICHNIS

- Andersen, B.G., 1968: Glacial geology of Western Troms, North Norway. - Norges geol. Unders. 256: 1-160.
- Augstein, E., G. Hempel & J. Thiede, 1984a: Fahrtbericht der Polarstern-Reise ARKTIS I, 1983. - Ber. Polarf. 17: 77 S.
- Augstein, E., G. Hempel, J. Schwarz, J. Thiede & W. Weigel, 1984b: Die Expedition ARKTIS II des FS "Polarstern" 1984. - Ber. Polarf. 20: 192 S.
- Björklund, K. & D. Kellogg, 1972: Five new Eocene radiolarian species from the Norwegian Sea. - Micropaleontology 18: 386 - 396.
- Bukovics, C., E.G. Cartier, N.D. Shaw & P.A. Ziegler, 1984: Structure and development of the mid-Norway Continental Margin. - In "Petroleum Geology of the North European Margin", (Graham & Trotman) London, 407 - 423.
- Caston, V.N.D., 1976: Tertiary sediments of the Vöring Plateau. Init. Rep. Deep-Sea Drill. Proj. 38: 771 - 782.
- Chapman, R. E., 1973: Petroleum Geology, a Concise Study. - (Elsevier), Amsterdam.
- Chapman, R. E., 1974: Clay diapirism and overthrust faulting. - Geol. Soc. Am. Bull. 85: 1597 - 1602.
- Dawson, R. & G. Liebezeit, 1983: Determination of amino acids and carbohydrates - In "Methods of Seawater Analysis" (K. Grasshoff, K. Kremling and M. Ehrhardt, eds., Verlag Chemie) Weinheim, 319 - 340.
- Dold, R., 1980: Zur Ökologie, Substratspezifität und Bioturbation von Makrobenthos auf Weichböden der Kieler Bucht. Diss. Univ. Kiel, Mskr.
- Eldholm, O. & C. Windisch, 1974: Sediment distribution in the Norwegian-Greenland Sea. - Geol. Soc. Am. Bull. 85: 1661 - 1676.
- Eldholm, O. & M. Talwani, 1977: Sediment distribution and structural framework of the Barents Sea. - Geol. Soc. Am. Bull. 88: 1015 - 1029.
- Eldholm, O., E. Sundvor & A.M. Myhre, 1979: Continental Margin off Lofoten Vesteraalen. - Marine Geophys. Res. 4: 3 - 35.
- Eldholm O., E. Sundvor, A.M. Myhre & J. I. Faleide, 1984: Cenozoic evolution of the continental margin off Norway and western Svalbard. - In "Petroleum Geology of the North European Margin" (Graham & Trotmann) London, 3-18.
- Eldholm, O., J. Thiede et al., 1986a: Formation of the Norwegian Sea. - Nature 319: 360 - 361.

- Eldholm, O., J. Thiede et al., 1986 b: In the stratic: Reflector identified, glacial onvet sean. - Geotime 31: 12 - 15.
- Eldholm, O. J. Thiede et al., 1987: Norwegian Sea. - Proc. Ocean Drill. Progr. 104A: 783 pp.
- Faleide, J.I., S.T. Gudlaugsson & G. Jacquart, 1984: Evolution of the Western Barents Sea. - Marine Petrol. Geol. 1: 123 - 150.
- Grasshoff, K., K. Kremling & M. Ehrhardt (eds.), 1983: Methods of Seawater Analysis. - (Verlag Chemie) Weinheim.
- Henrich, R., 1986: A calcite dissolution pulse in the Norwegian Greenland Sea during the last deglaciation. - Geol. Rundsch. 15: 815 - 827.
- Henrichs, S.M., 1980: Biogeochemistry of dissolved free amino acids in marine sediments. - PhD. Thesis, Woods Hole Oceanographic Institution, WHOI-80-39.
- Hinz, K. & H.U. Schlüter, 1978: The geological structure of the Western Barents Sea. - Marine Geol. 26: 199 - 230.
- Hinz, K., 1981: A Hypothesis on Terrestrial Catastrophes, Wedges of very thick Oceanward Dipping Layers beneath Passive Continental Margins. - Geol. Jb., E 22, (BGR) Hannover.
- Hinz, K., H.J. Dostmann & J. Hanisch, 1982: Structural framework of the Norwegian Sea. - Offshore Northern Seas Conference, Stavanger (Norsk Petroleumsforening) ONS-82/E/4: 1-22.
- Holte Dahl, H. & K. Bjerkli, 1982: Late Quaternary sediments and stratigraphy on the continental shelf off Møre-Trøndelag, W-Norway. - Marine Geol. 45: 197 - 226.
- Honjo, S., C. M. Wooding & G. Wefer, 1987: Current Measurements from the Northern Nordic Seas 1983 - 1986. - WHOI Tech. Rep. 87-18: 65 S.
- Honjo, S., S. J. Manganini, A. Karowe & B.L. Woodward, 1987: Particle Fluxes, North-Eastern Nordic Seas: 1983-1986. - WHOI Tech. Rep. 87-17, 84 S.
- Honjo, S., S.J. Manganini, V.L. Asper, G. Wefer & J. Thiede, 1987 in press: Seasonality of Oceanic Particle Fluxes in the Lofoten Basin. - Nature.
- Liebezeit, G., 1980: Aminosäuren und Zucker im marinen Milieu - Neuere analytische Methoden und ihre Anwendung. - Rep. SFB 95, No. 53, (CAU) Kiel.
- Liebezeit, G. & R. Dawson, 1981: Isoindole derivatives of amino acids for HPLC separations - Effect of reaction pH and time on fluorescence yield - J. High Resolut. Chromatogr. Commun. 4: 354 - 356.

- Liebezeit, G. & B. Velimirov, 1984: Distribution of inorganic and organic nutrients in a sandy beach at Ischia, Bay of Naples - *Oceans* 10: 437 - 447.
- Lien, R., 1983: Pløyemerker etter isfjell paa norsk kontinentalsokkel. - Continental Shelf Institute (IKU), Publ. no. 109, Trondheim.
- Mackensen, A., 1985: Verbreitung und Umwelt benthischer Foraminiferen in der norwegischen See. - Diss. Math.-Nat. Fak. CAU Kiel, 126 S.
- Manum, S.B., H. Raschka, F.-J. Eckhardt & H.-J. Schrader, 1976: Sites 338 - 343.- Init. Rep. Deep-Sea Drill. Proj. 38: 151-179.
- Müller, G. & M. Gastner, 1971: The "Karbonatbombe", a simple drive for the determination of the carbonate content in sediments and other materials. - *H. Ib. Min. Mn.* 10: 466 - 469.
- Mutter, J. C., M. Talwani & P. L. Stoffa, 1982: Origin of seaward-dipping reflectors in oceanic crust off the Norwegian margin by "subaerial sea-floor spreading". - *Geology* 10: 353-357.
- Mutter, J.C., M. Talwani & P.L. Stoffa, 1984a: Evidence for a thick oceanic crust adjacent to the Norwegian Margin. - *Geophys. Res.* 89 (B1): 483-502.
- Mutter, J.C., 1984b: Cenozoic and late Mesozoic stratigraphy and subsidence history of the Norwegian margin. - *Geol. Soc. Amer. Bull.* 95: 1135 - 1149.
- Perry, R. K., H. S. Fleming, N.Z. Cherkis, R. H. Feden & P.R. Vogt, 1980: Bathymetric map of the Norwegian-Greenland and Western Barents Sea. - *Nav. Res. Lab. - Acoust. Div.* Washington D. C.
- Ramm, M., 1986: Karbonatsedimentasjon og san-kvartaer paleo-oseanografi: det oestlige Norskehavet (siste 250.000 aar). - Hovedfagsoppgave (geologi), Mat.-nat fak., Univ. Oslo, 161 S. und App.
- Rise, L. & K. Rokoengen, 1984: Surficial sediments in the Norwegian Sector of the North Sea between 60°30'N and 62°N.- *Marine Geol.* 58: 287-317.
- Rønnevik, H. & T. Navrestad, 1977: Geology of the Norwegian Shelf between 62°N and 69°N. - *Geoj.* 1.1: 33-46.
- Rønnevik, H., S. Eggen & J. Vollset, 1983: Exploration of the Norwegian Shelf. - In "Petroleum Geochemistry and Exploration of Europe", (Blackwell Scientific Press) Oxford, 71-94.

- Sörstrom, S.E., B. Bowler, S. Christianidis, J. P. Mathisen & E. Sindre, 1983: Preliminary investigations in the Traenabanken Lofoten area. Cooperation with Christian-Albrechts-Universität, Kiel. - Continental Shelf Institute (IKU), Rep. 02.0108/83, 187 pp.
- Stabell, B. & J. Thiede (eds.), 1985: Upper Quaternary marine Skagerrak (NE North Sea) deposits; Stratigraphy and depositional environments. - Norsk Geol. Tidsskr. 65 (1-2): 149 pp.
- Streeter, S., P.E. Belanger, T. B. Kellogg & J.C. Duplessy, 1982: Late Pleistocene Paleo-Oceanography of the Norwegian-Greenland Sea: Benthic Foraminiferal Evidence.-Quat. Res. 18: 72-90.
- Talwani, M. & O. Eldholm, 1972: The continental margin of Norway: A geophysical study. - Geol. Soc. Amer. Bull. 83: 3575-3608.
- Talwani, M., G. Udintsev & S.M. White, 1976a: Introduction and explanatory notes, Leg 38. - Init. Rep. Deep-Sea Drill. Proj. 38: 3-7.
- Talwani, M. & G. Udintsev, 1976b: Tectonic synthesis. Init. Rep. Deep-Sea Drill. Proj. 38: 1213-1242.
- Talwani, M., J. C. Mutter & O. Eldholm, 1981: Initiation of opening of the Norwegian Sea. - Oceanol. Acta, SP, 23-30.
- Talwani, M., J. C. Mutter & K. Hinz, 1982: Ocean continent boundary under the Norwegian Continental margin. - In "Structure and Development of the Greenland-Scotland Ridge: New Methods and Concepts", by M.H.P. Bott, S. Saxov, M. Talwani, and J. Thiede (eds), (Plenum) New York, 121-132.
- Thiede, J., G. W. Diesen, B.E. Knudsen & T. Snaare, 1986: Patterns of Cenozoic sedimentation in the Norwegian-Greenland Sea.-Marine Geol. 69: 323-352.
- Thiede, J., S. Gerlach & G. Wefer (eds.), 1985: Sedimentation im Europäischen Nordmeer. Organisation und Forschungsprogramm des Sonderforschungsbereiches für den Zeitraum 1985-1987, Ber. SFB 313 1: 110 S.
- Thomsen, E. & T.O. Vorren 1984: Pyritization of tubes and burrows from late Pleistocene continental shelf off North Norway. - Sedimentology, 31: 481-492.
- Vorren, T.O., M. Edvardsen, M. Hald & E. Thomsen, 1983a: Glacigenic sediments and sedimentary environments on continental shelves: general principles with a case study from the Norwegian shelf. - In "Glacial Deposits in northern Europe", by J. Ehlers (ed.), (Balkema) Rotterdam 61 - 73.